

GEOLOGIE ALPINE

EDITE PAR LE LABORATOIRE DE GEOLOGIE
DE L'UNIVERSITE I DE GRENOBLE

(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines)

MEMOIRE HS N° 29

ETUDE GEOLOGIQUE DE LA SUTURE TETHYSIENNE
DANS LES ALPES FRANCO-ITALIENNES NORD-OCCIDENTALES
DE LA DOIRE RIPAIRE (ITALIE)
A LA REGION DE BOURG SAINT-MAURICE (FRANCE)

Serge Fudral



1998

GÉOLOGIE ALPINE

EDITE PAR LE LABORATOIRE DE GEOLOGIE
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER DE GRENOBLE

(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines)

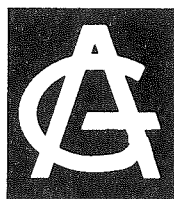
MÉMOIRE HS N° 29

01 DEC 1998

01 DEC 1998

**ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA SUTURE TÉTHYSIENNE
DANS LES ALPES FRANCO-ITALIENNES NORD-OCCIDENTALES
DE LA DOIRE RIPAIRE (ITALIE)
À LA RÉGION DE BOURG SAINT-MAURICE (FRANCE)**

Serge Fudral



1998

10200283

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA SUTURE TÉTHYSIENNE DANS LES ALPES FRANCO-ITALIENNES NORD-OCCIDENTALES DE LA DOIRE RIPAIRE (ITALIE) À LA RÉGION DE BOURG-SAINT-MAURICE (FRANCE)

Serge FUDRAL *

RÉSUMÉ. – Les matériaux des zones de sutures et des nappes ophiolitiques représentent les témoins essentiels des différents stades d'évolution des anciennes aires océaniques et de leurs marges.

Cette étude présente l'analyse lithostratigraphique et structurale des divers constituants de la suture téthysienne d'une partie des Alpes franco-italiennes nord-occidentales. Il s'agit plus précisément de l'étude du complexe des Schistes lustrés le long de la chaîne frontière franco-italienne dans la région du Mont Cenis (régions de Suse, Italie et de Lanslebourg, France). Une partie du massif péridotitique de Lanzo (Nord de Turin), dans ses limites avec le massif de Sesia notamment, la klippe des Schistes lustrés du Mont Jovet (région de Moûtiers, France) ainsi que la zone valaisanne à la latitude de Bourg Saint Maurice ont aussi été analysées.

Ce travail, essentiellement qualitatif, tient compte des données pétrologiques, métamorphiques et radiochronologiques connues.

Les Schistes lustrés appartiennent à trois ensembles distincts d'unités lithostratigraphiques. Les deux ensembles inférieurs, issus de la paléomarge européenne pour le plus bas et du paléodomaine océanique pour l'autre, comportent des calcschistes et des marbres caractérisés par un détritisme syn-orogénique d'origine mixte, océanique et continentale. L'importance de ce détritisme, en volume et en taille des éléments remaniés, ophiolitique ou non, décroît notamment des unités océaniques les plus basses vers les unités hautes. Bien qu'encore sujettes à discussion, les datations des vestiges fossiles ainsi que les intervalles radiochronologiques des métamorphismes convergent tous vers une seule conclusion : ces Schistes lustrés appartiennent au Crétacé supérieur. Nous avons donc affaire à des flyschs néocrétacés. L'unité la mieux connue de l'ensemble supérieur, non reconnue sur notre secteur d'étude, est constituée exclusivement de métasédiments terrigènes dépourvus de clastes ophiolitiques, datés du Crétacé terminal [Deville, 1986].

Ces dépôts du Crétacé supérieur sont interprétés comme les conséquences sédimentaires de deux épisodes essentiels de la fermeture de l'océan téthysien, à partir du Crétacé moyen et durant le Crétacé supérieur.

Les Schistes lustrés de la région de Lanzo et le massif péridotitique de Lanzo d'une part, les Schistes lustrés de la Klippe du Jovet d'autre part, s'intègrent sans difficulté dans le schéma précédent. Les premiers s'apparentent à ceux des unités océaniques les plus basses structuralement, les seconds à ceux des unités océaniques les plus hautes. Un modèle lithosphérique du massif de Lanzo est par ailleurs proposé, dans lequel ce massif n'est plus en relation avec le manteau apulien, comme cela était présenté jusqu'à maintenant.

La zone valaisanne en France, dans la région de Bourg-Saint-Maurice est en dernier lieu réexaminée. Le Flysch valaisan repose stratigraphiquement sur les Roches vertes du Versoyen. Les microfaunes découvertes, qui complètent celles connues, imposent d'attribuer à ce Flysch un âge post-barrême-aptien. En outre, les Roches vertes sont considérées comme issues d'un domaine cratonique aminci et partiellement océanisé, localisé sur la bordure occidentale du domaine Briançonnais. Si ce complexe essentiellement volcanogénique se met en place pendant le Crétacé, si l'âge du métamorphisme qui l'affecte, calé vers 60-70 Ma, est confirmé et si le Flysch a connu au même moment ces mêmes conditions métamorphiques, alors ce dernier est post Barrême-Aptien et aussi anté-Tertiaire, c'est-à-dire en définitive Crétacé supérieur.

En conclusion, un modèle d'évolution de la suture téthysienne est proposé, tenant compte des données de la transversale étudiée.

MOTS CLÉS. – Alpes franco-italiennes, Schistes lustrés, Lithostratigraphie, Pétrologie, Analyse structurale, Mont Cenis, Mont Jovet, Lanzo, Zone valaisanne.

* Laboratoire de Géologie structurale et appliquée, Université de Savoie, Campus Scientifique, 73376 Le Bourget du Lac cédex.

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géologie structurale et appliquée de l'Université de Savoie, soutenue le 1er juillet 1996, pour l'obtention du doctorat d'État en Sciences de la Terre, devant la commission d'examen :

J.P. Rampnoux	Directeur
J.M. Carron	Rapporteur
Y. Lagabrielle	Rapporteur
R. Compagnoni	Examineur
P.L. Guillot	Examineur

G. Mascle	Examineur
G. Stampfli	Examineur
M. Tardy	Examineur
M.C. Blake	Invité

**GEOLOGICAL STUDY OF THE TETHYAN SUTURE IN THE NORTH WESTERN
FRENCH-ITALIAN ALPS
FROM THE DOIRE RIPAIRE RIVER (ITALY)
TO THE BOURG-SAINT-MAURICE AREA (FRANCE)**

Abstract. – Materials of ophiolitic suture zones can be used to restore the key steps of the evolution of fossil oceanic areas and of their margins.

This study deals with the different components of a part of the Tethyan suture in the north-western French-Italian Alps. It concerns more precisely the lithostratigraphic and structural analysis of the so-called Schistes lustrés complex.

The main studied area is the French-Italian border close to the Mont-Cenis pass (the Susa area in the Piemonte Region, Italy and the Lanslebourg area in Savoy, France). The northern part of the peridotitic Lanzo massif (north of Torino, Italy) within its limits with the pre-alpine basement massif of Sesia, the klippe of the « Schistes lustrés du Mont Jovet » (Moûtiers area, France), and finally the Valaisanne zone within the Bourg Saint Maurice area (France) were also examined.

Essentially qualitative, this work takes into account the known petrologic, metamorphic and radiochronologic data.

The Schistes lustrés complex is resolved into three different lithostructural sets of units.

The two lower ones, born of the European palaeo-margin for the lowest and of the palaeo-oceanic realm or Tethys for the other, are made of calcschists and marbles labelled by syn-orogenic detrital deposits of composite origin, oceanic and continental. The mass and the height of the reworked materials, ophiolitic or not, notably decrease from the lowest oceanic units to the highest ones. Although the determinations of the rare fossil traces are always in debate, the ages found and the radiochronological intervals of the alpine metamorphic assemblages of the Schistes lustrés lead to a single conclusion : the primary sedimentary rocks belong to the Upper Cretaceous. They represent Upper Cretaceous flyschs.

The upper one, not identified within our field study, is made of very late Cretaceous gritty flysch without reworked ophiolitic materials [Deville, 1986].

All these Upper Cretaceous deposits are explained as the sedimentary consequences of two major stages of the closure of the Tethyan ocean during the late Cretaceous.

The Schistes lustrés of the Lanzo area and the peridotitic Lanzo massif on one hand and the Schistes lustrés of the Mont Jovet klippe on the other hand, can be combined with the previous pattern. The first ones indeed are connected to the Schistes lustrés of the structurally oceanic lowest units and the second to the schistes lustrés of the highest ones. Also a lithospheric sketch is proposed in which the Lanzo massif is disconnected with the south-alpine mantle, as it was previously interpreted.

The valaisanne zone in France in the Bourg Saint Maurice area finally is reexamined. The valaisan Flysch stratigraphically lies upon the « Roches vertes du Versoyen », a primary volcanogenic complex. The new discovery of microfaunas, which complete the previous ones, leads to give to this Flysch a post Barremo-Aptian age. Moreover, the « Roches vertes du Versoyen » are interpreted as essentially a volcanogenic complex, born of a thinned shield realm becoming partially oceanic along the western limit of the Briançonnaise zone. If these metabasites were really emplaced during cretaceous times, if their 60-70 Ma metamorphism is evidenced, and if the valaisan Flysch has experienced the same metamorphic conditions at the same time, then this Flysch is finally an Upper Cretaceous Flysch.

In conclusion, all of the data of the studied transect allowed us to describe the different steps of the evolution of the Tethyan suture within the Alps of Savoy.

KEY-WORDS. – French-Italians Alps, Schistes lustrés complex, Lithostratigraphy, Petrology, Structural analysis, Mont Cenis Pass, Mont Jovet Massif, Lanzo Massif, Valaisanne Zone.

**STUDIO GEOLOGICO DELLA SUTURA TETHYSIANA
NELLE ALPI FRANCO-ITALIANI NORD-OCCIDENTALI
TRA LA VALLE DELLA DORA RIPARIA (ITALIA)
E LA REGIONE DI BOURG-SAINT-MAURICE (FRANCIA)**

Riassunto. – I materiali delle zone di suture e delle falde ofiolitiche attestano delle differenti fasi di evoluzione dei antichi baccini oceanici e delle loro margine.

Viene presentato qui lo studio di una parte della sutura tethysiana nelle Alpi franco-italiane nord-occidentali. Si tratta più particolarmente del complesso dei calcescisti lungo la catena dei confini franco-italiani nella regione del Moncenisio tra Susa (Italia) e Lanslebourg (Francia). Una parte del massiccio di Lanzo (a nord di Torino) particolarmente nei suoi confini con il massiccio di Sesia, la klippe dei calcescisti del Mont Jovet (regione di Moûtiers, Francia) e anche la zona del Valsesia (zona delle Breccie di Tarentasia, o ancora la zona Sion-Courmayeur) vicino a Bourg-Saint-Maurice (Francia) furono pure analizzate.

Quel lavoro è essenzialmente qualitativo. Tuttavia, tiene conto dei risultati conosciuti, petrologici, metamorfici e radiochronologici.

I calcescisti appartengono a tre complessi di unità lithostrutturale.

I due di sotto, nati dalla palaeomargine europaea, per il più basso (o unità piemontese s.s.) e dallo palaeodominio oceanico per l'altro (o unità ligure-piemontese), sono fatti di calcescisti e di marmi caratterizzati da detriti syn-orogenici oceanici o continentali. L'entità di quei detriti (volume e statura) va decrescendo dalle unità ligure-piemontese inferiore verso le unità ligure-piemontese superiore. Sempre in discussione, i dati dei resti fossili come pure gli intervalli radiochronologici dei metamorfismi portano ad una unica conclusione : la maggiore parte dei calcescisti appartengono al Cretaceo superiore. Si tratta finalmente di flyschs neo-cretacici.

L'unità la più alta, non riconosciuta nella regione di questo studio, è fatta di metasedimenti terrigenici, senza detriti oceanici, dalla fine del Cretaceo [Deville, 1986].

Questi sedimenti dal Cretaceo superiore sono interpretati come i risultati di due periodi maggiori della chiusura del bacino oceanico, dal Cretaceo medio fino al Cretaceo superiore.

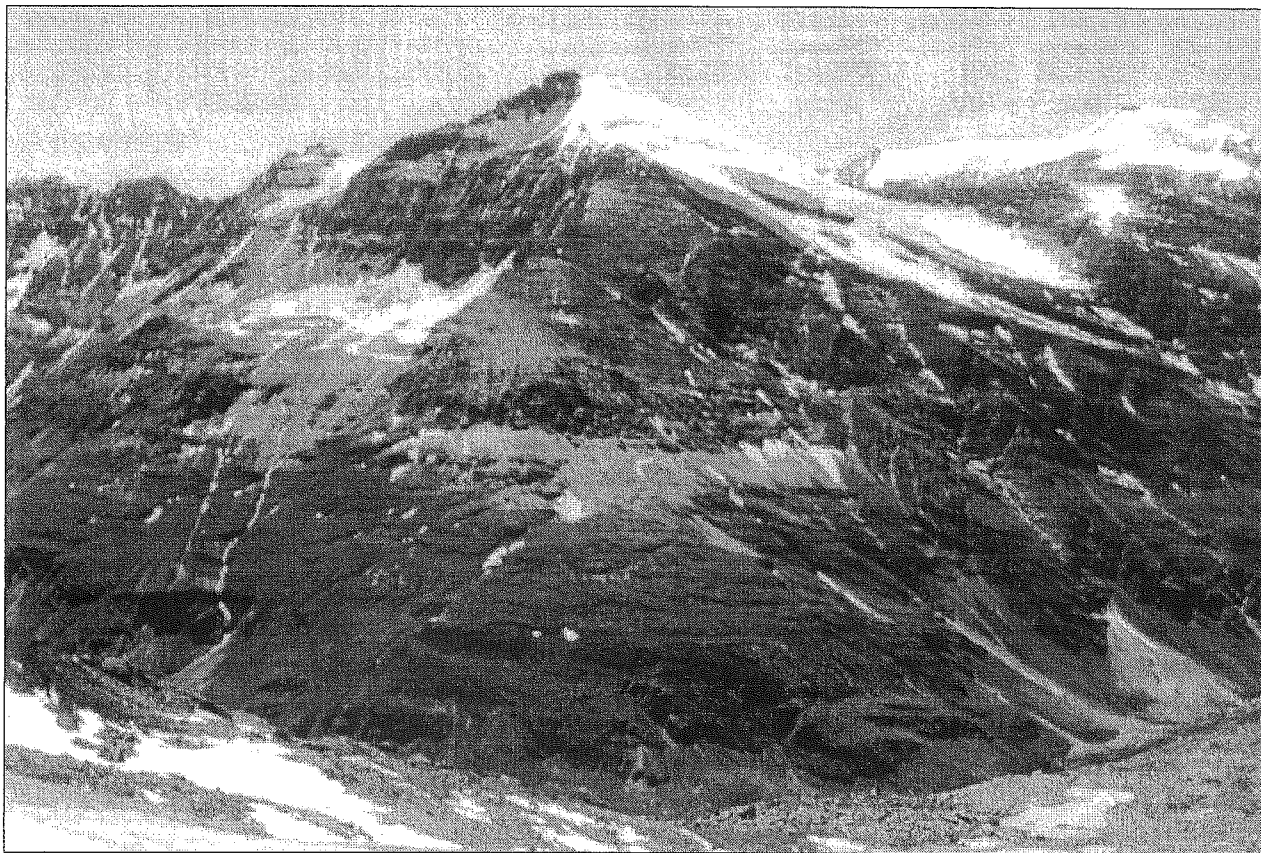
I calcescisti della regione di Lanzo e le peridotiti di Lanzo da una parte, i calcescisti della klippe del Mont Jovet dall'altra parte, possono essere integrati, senza difficoltà nello schéma precedente. I primi si appartengono ai calcescisti delle unità oceanici le più basse strutturalmente ; i secondi a quelli delle unità oceanici le più alte. Viene finalmente presentato un modello lithosferico del massiccio di Lanzo nel quale le peridotiti non sono più legati strutturalmente col mantello sud-alpino, come era spesso propone fino ad oggi.

Da ultimo, la zona del Valsesia in Francia, nella regione di Bourg Saint Maurice è stata riesaminata. Il Flysch del Valsesia giace stratigraficamente sulle « Roches vertes du Versoyen ». I microfossili scoperti, che completano quelli già conosciuti, impongono di dare a quel Flysch un'età post Barremo-Aptiano. Di più, riteniamo come probabile che le rocce verdi sono nate da un dominio continentale assottigliato, divenuto in parte oceanico, localizzato sull'orlo occidentale della zona Briançonnais.

Se quel complesso di rocce, essenzialmente vulcanogenico, si individuano nel tempo Cretacico, se il metamorfismo di queste rocce, iniziato verso 60-70 Ma è convalidato e se infine, il Flysch è stato investito dallo stesso metamorfismo alla stessa epoca, allora l'età del Flysch è post Barremo-Aptiano e anche ante-Terziario, cioè finalmente Cretaceo superiore.

Nella conclusione è proposto un modello di evoluzione della sutura tethysiana, integrando i dati del transect studiato.

TERMINI CHIAVE. – Alpi franco-italiane nord-occidentali, Complesso dei calcescisti, Litostratigrafia, Petrologia, Analisi strutturale, Valico del Moncenisio, Massiccio del Mont Jovet, Massiccio di Lanzo, Zona del Valsesia.



La Pointe du Charbonnel (3752 m), vue du Nord.

1ère Partie INTRODUCTION GÉNÉRALE

CHAPITRE I

PLACE DES RÉGIONS ÉTUDIÉES DANS LES ALPES

Le présent travail concerne les Alpes internes nord-occidentales, au niveau de la Savoie en France et de ses confins italiens. Structuralement, il se rapporte aux « zones internes » ou ensemble pennique, ceinture tectono-métamorphique majeure de la chaîne alpine, intercalée entre un ensemble plus externe, delphino-helvétique et un ensemble plus interne dit sud-alpin *s.l.*, tous deux très peu ou pas métamorphiques (fig. 1a).

L'ensemble delphino-helvétique comporte une série sédimentaire marquée par :

- des formations carbonatées de plate-forme peu ou pas subsidente du début du Mésozoïque ;
- de puissantes formations de type bassin de marge subsident développées pendant le Jurassique et le début du Crétacé ;

- un flysch nummulitique cartographiquement discordant qui enregistre l'arrivée des nappes internes, prélude à la tectogenèse majeure de l'ensemble pendant l'Oligocène.

Cet ensemble forme les matériaux d'une partie de la paléomarge européenne et se raccorde à l'avant-pays alpin.

L'ensemble sud-alpin, bien développé vers l'Est, au Nord de la plaine du Pô, possède une série tout aussi caractéristique. Des carbonates de plate-forme subsidente à séquences volcanogéniques du début du Mésozoïque supportent des formations essentiellement d'âge jurassique de type bassin de marge subsident riche en radiolarites ou bien de type haut-fond. Dès la fin du Jurassique, donc très précocement, le plus interne de ces bassins enregistre les premiers signes tangibles de phases

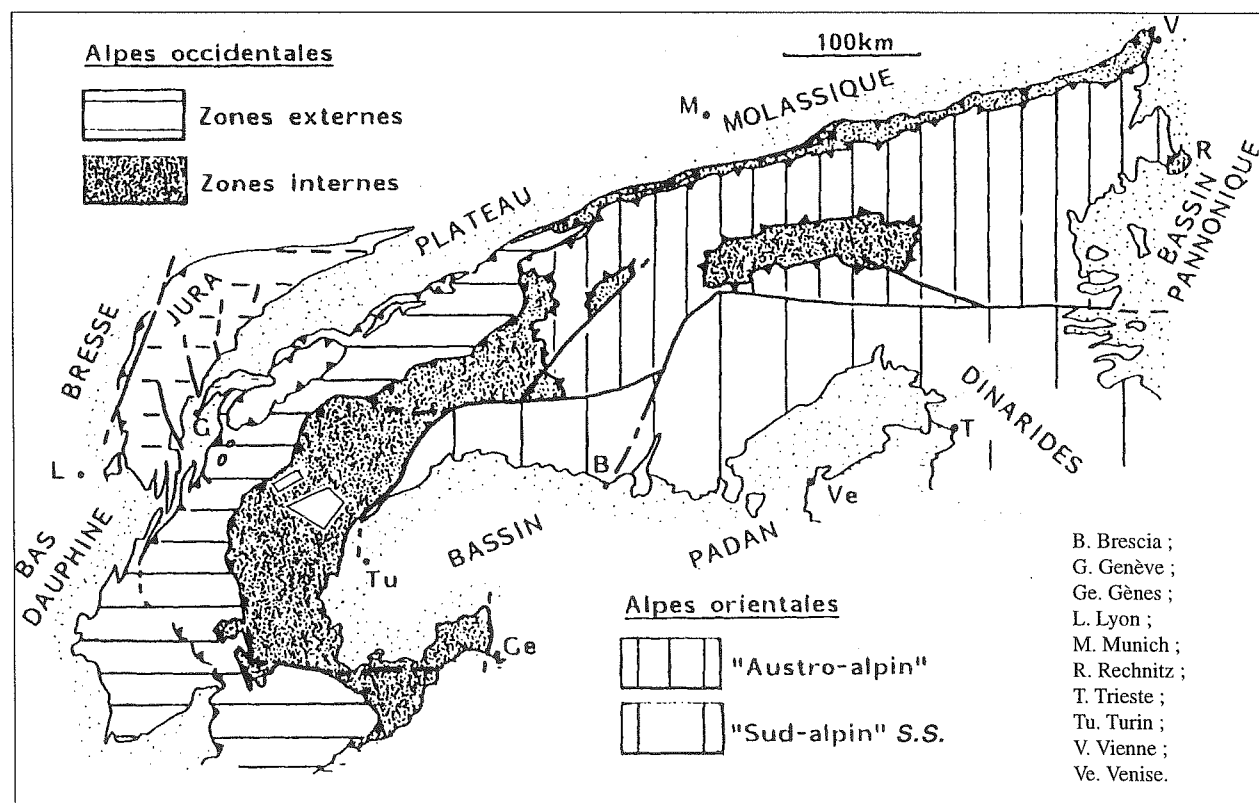


Fig. 1a. – Les secteurs étudiés - cadres blancs - dans l'arc alpin occidental.

compressives [Wozniak - région du Canavese - 1977, p. 71-81].

Ce dernier ensemble appartient à la paléomarge insubrienne ; vers l'Est, ses prolongements participent à l'édifice des Alpes orientales.

Entre les deux, l'ensemble pennique comporte les matériaux de l'ancienne aire océanisée, la Téthys, ainsi que ceux des domaines du passage marge-océan. Les âges de tectonisation et de métamorphisme des diverses zones définies soulignent la polarité orogénique se développant de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne.

Sur la transversale de la Vanoise et de l'Ouest vers l'Est, l'ensemble pennique comprend quatre zones majeures bien distinctes (fig. 1b et 2a) :

I- La zone des Brèches de Tarentaise remarquable par son puissant flysch calcaire. Dite aussi zone valaisane du fait de la présence des célèbres « Roches vertes du Versoyen », souvent rapprochées de celles décrites en Valais, elle représenterait une dépendance septentrionale du domaine océanisé téthysien (« valais through » ; transformante nord-pennique).

II- La zone subbriançonnaise dont la signification et la position structurale restent discutées.

III- La zone briançonnaise, entité composite qui comprend un ensemble externe riche en gisements d'anthracite ou zone houillère et un ensemble interne, partie intégrante de la Vanoise, caractérisée stratigraphiquement par :

- un important développement des séries triasiques siliceuses puis dolomitiques qui confèrent aux paysages un cachet très particulier (multiples et puissantes falaises, le plus souvent de teintes claires) ;

- à l'inverse, des successions jurassico-crétacées condensées à très condensées, généralement discrètes dans le paysage.

A noter, par ailleurs, l'accumulation fréquente d'évaporites fini-triasiques qui influencent fortement l'édifice structural.

La zone briançonnaise a valeur, globalement, de zone haute pendant le mésozoïque même si des grabens (ou mini-grabens) locaux, syn-rifts, ont enregistré une puissante sédimentation à cachet turbiditique essentiellement calcaire.

IV- La zone des « Schistes lustrés », entité composite également, dans laquelle on retrouvera notamment les matériaux constitutifs de la branche ligure de la Téthys.

Seules les deux bordures de l'ensemble pennique font l'objet de ce mémoire.

Au front de cet ensemble, il s'agit de la zone valaisane ou zone des Brèches de Tarentaise. Diverses unités tectoniques la composent. Leur trait commun est une série détritique épaisse, épimétamorphique, - en France le « Flysch de Tarentaise » [Antoine, 1971], dont l'âge reste mal connu (Crétacé supérieur ? - Paléocène ?).

La zone valaisane pose problème parce que son flysch recouvre deux types de substrats de nature bien distincte.

- Dans les unités les plus externes, il apparaît transgressif sur un substratum de type marge continentale qui comporte un socle cristallin pré-alpin peu affleurant et des assises mésozoïques dont le terme le plus jeune serait d'âge jurassique moyen. Aux épaisseurs près, les faciès de ces dernières sont très proches de ceux de la zone briançonnaise.

- Dans les unités les plus internes, entre le flysch et ce substratum, s'intercalent des matériaux marqueurs d'un amincissement crustal voire d'un véritable océan : les « Roches vertes du Versoyen ». Non encore datées, elles sont attribuées au Crétacé inférieur à moyen [Antoine, 1971]. C'est ainsi que l'on a pu parler d'« Ophiolites valaisanes » et même de « Schistes lustrés valaisans » souvent rapprochés des « Schistes lustrés » des Grisons en Suisse (Bündnerschiefer) également ophiolitifères.

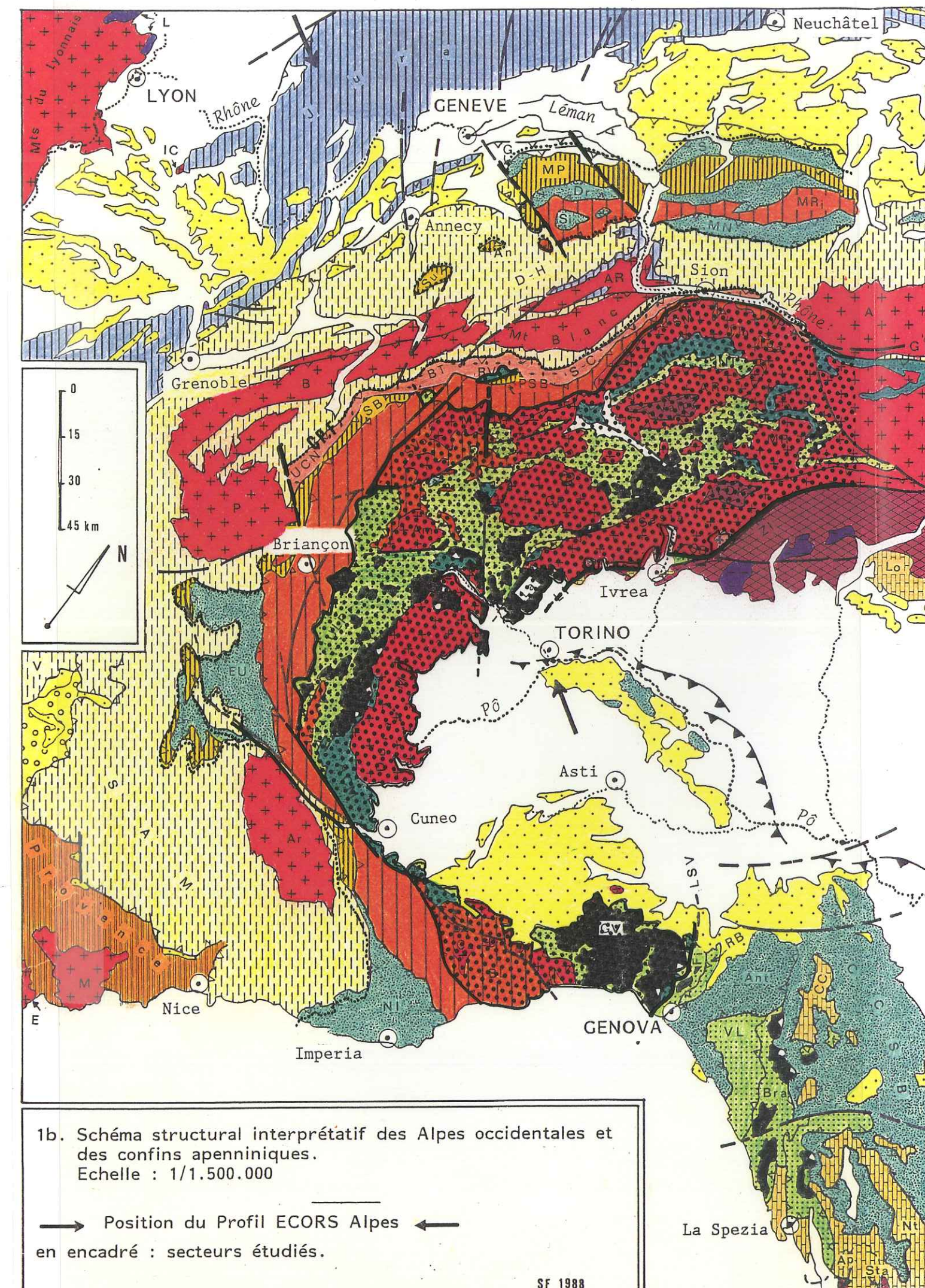
Le front de la zone valaisane se confond dans la région étudiée avec le front même de l'ensemble pennique. Il correspond au classique « Chevauchement pennique frontal ».

Sur l'autre bordure de l'ensemble pennique, à l'Est - Sud-Est, cette étude concerne les « Schistes lustrés piémontais » des auteurs. Il s'agit d'un édifice structural complexe qui implique à la fois des unités de marge continentale et des unités océaniques dont l'évolution géodynamique est commune à partir de la base du Crétacé supérieur. Aux premières appartiennent, d'une part, les classiques massifs cristallins internes, (du Nord vers le Sud : Mont Rose, Grand Paradis, Sesia et Dora Maira), d'autre part, la première enveloppe métasédimentaire de ces massifs (nommée aussi « Schistes lustrés piémontais externes » ou piémontais s.s.). Dans les secondes se rangent les ophiolites et leurs couvertures (nommées parfois « Schistes lustrés piémontais internes » ou « liguro-piémontais »). L'ensemble de ces « Schistes lustrés », riche d'une multitude de faciès - marbres, calcschistes, schistes noirs, quartzites, paragneiss, prasinites - a longtemps été considéré comme d'âge jurassique supérieur. Récemment, cependant, l'essentiel de ces matériaux a été décrit comme un flysch [Fudral *et al.*, 1977] et daté du Crétacé supérieur [Marthaler, 1984 ;

Fig. 1b. page-ci-contre – Schéma structural interprétatif des Alpes occidentales et des confins apenniniques. Échelle 1/1 500 000.

La feuille de calque superposée au schéma structural souligne, d'une part, la position du chevauchement pennique frontal (C.P.F.), d'autre part, la position actuelle de la ceinture métamorphique HP et polyphasée ainsi que son importance relative dans l'arc alpin occidental.

Travaux consultés : cartes géologiques de la Suisse à 1/500 000, de la France à 1/1 500 000, [1980] ; d'Italie à 1/1 500 000, [1980, Carta tettonica d'Italia - CNR - progetto finalizzato Geodinamica, pubblicazione 269].



Domaines, nappes et unités issus de la paléo-marge européenne

a : socles cristallins (Paléozoïque inférieur et/ou Précambrien) ; b : couvertures

Avant - Pays	Zones Externes	Zones Internes ou Unités penniques
<ul style="list-style-type: none"> • Bordure est du Massif Central, • Jurassique des Monts d'Or Lyonnais (L) 	<ul style="list-style-type: none"> • Jura • Couverture des Aiguilles Rouges en position jurassienne • Zone delphino-helvétique (D-H) et ultra-delphino-helvétique • Vocontien (V) • Sud-alpin méridional (SAM) 	<ul style="list-style-type: none"> • Unités à flysch nummulitique et substratum d'affinité briangonnaise : <ul style="list-style-type: none"> • Sion-Courmayeur (S-C) • Brèches de Tarentaise (BT) • Unité du Cheval Noir (UCN) • Unités subbriangonnaises (SB) <ul style="list-style-type: none"> • Klippes des Annes (An) et de Sulens (Su) • Médiannes Plastiques (MP) • Schistes du Petit Saint Bernard (PSB) • Unités briangonnaises : <ul style="list-style-type: none"> - Zone Houillère - Nappe des Pontis (NP) - Médiannes Rigides et Nappe de la Brèche (Mri) - Séries du Barhorn (Ba) et du Touno (To) - Séries de Vanoise (S.Va) • Unités accéglennaises (Ua) • Briançonnais Ligurie (BL) • Unités piémontaises : <ul style="list-style-type: none"> - Couverture de la nappe du Mt Fort (MF), du Grand Paradis, de Sesia et de Dora Maira - Roches vertes du Versoyen (RV) - Séries de Visperterminen - Alpes cottiennes méridionales (ACM) - Unité triasico-ligurienne en Ligurie
<ul style="list-style-type: none"> • Mts du Lyonnais 	<ul style="list-style-type: none"> • Esterel (E) • Maures (M) • Ile Crémieu (IC) • Aiguilles Rouges (AR) 	<ul style="list-style-type: none"> • Aar (A) ; Gothard (G) ; Mt Blanc • Belledonne (B) • Pelvoux (P) • Argentera (Ar) • Gneiss de Hautecluse ; Micascistes de Valbuche • ? • Siviez-Mischabel (SM) ; Rutor ; Mt Pourri (MP) ; Vanoise • Ambin (Am) ; Callizano (Ca) et Savona • Mt Rose (MR) ; Gr Paradis (GP) ; Dora Maira ; Sesia ; Gneiss d'Arolla (Aro) ; Valosio en Ligurie

Nappes et unités issues du paléo-domaine océanique alpin

Les principaux éléments du substratum ophiolitique sont en noir

Zones Internes ou Unités penniques	Apennin septentrional
Alpes occidentales <ul style="list-style-type: none"> • Zones de Zermatt-Saas Fee (ZS) et d'Antrona (ZA) • Nappe du Tsaté (NT) • Unités liguro-piémontaises (ULP) • Massif de Lanzo (La) • Schistes de Bio (Sbi) (et série du Torrente Levone ?) 	Ligurie <ul style="list-style-type: none"> • Groupe de Voltri (GV) • Unité de Cravasco-Voltaggio-Montenotte

Domaines, nappes et unités issus de la paléo-marge sud-alpine

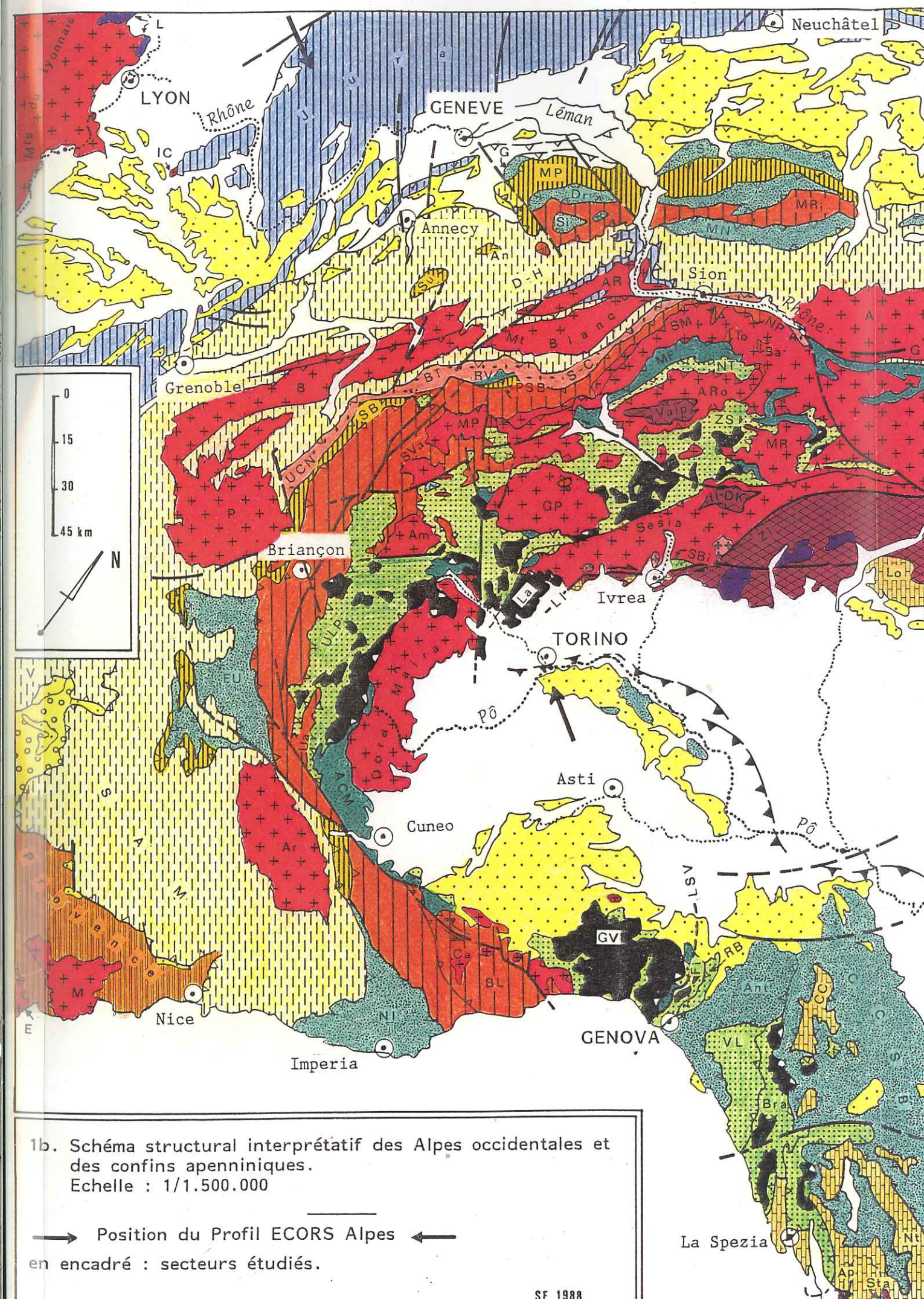
c : socle cristallin et paléozoïque supérieur ; d : couvertures alpines

Alpes méridionales	Apennin septentrional
<ul style="list-style-type: none"> • Unités Lombardes (Lo) dont celle du Canavese pro-parte • Kinzigites et strolonites de la zone d'Ivrée (ZI) • Klippes II.DK • Valpelline (Valp) 	<ul style="list-style-type: none"> • Unités de Canetolo-Cervarola (CC) • Nappe Toscane (Nt) et Alpes Apuanes • Socle de l'autochtone des Apuanes (Ap) et des Ecaillés de Stazzema (Sta)

Flyschs exotiques d'âges fini-crétacé à paléocène - éocène inférieur

<ul style="list-style-type: none"> • Nappe du Gurnigel (G) et de la Sarine (S). • Nappe des Dranses (Dr). • Nappe de la Simme (Si). • Unités du Meilleret et du Niesen (MN) dans les Préalpes chablaisiennes et romandes. • Unité de la Pointe du Grand Vallon en Maurienne. 	<ul style="list-style-type: none"> • Nappes des Flyschs à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye (EU). • Nappe d'Imperia en Ligurie (NI). • Flysch du Montferrato près de Turin. • Nappes de l'Antola (Ant), du Caio, du Cassio, du Sporno et de Berceto (CCSB), en Apennin septentrional.
---	--

<ul style="list-style-type: none"> • Granites permien γp • Granites tertiaires γt • Mio-Pliocène de Riez-Valensole • Pliocène et Quaternaire 	<ul style="list-style-type: none"> • LI : Ligne Insubrienne • LSV : Ligne Sestri-Voltaggio • Chevauchements majeurs superficiels • Chevauchements majeurs profonds
--	--



Domaines, nappes et unités issus de la paléo-marge européenne

a : socles cristallins (Paléozoïque inférieur et/ou Précambrien) ; b : couvertures

Avant - Pays	Zones Externes	Zones Internes ou Unités penniques
<ul style="list-style-type: none"> • Bordure est du Massif Central, • Jurassique des Monts d'Or Lyonnais (L) 	<ul style="list-style-type: none"> • Jura • Couverture des Aiguilles Rouges en position jurassienne • Zone delphino-helvétique (D-H) et ultra-delphino-helvétique • Vocontien (V) • Sud-alpin méridional (SAM) 	<ul style="list-style-type: none"> • Unités à flysch nummulitique et substratum d'affinité briançonnaise : • Sion-Courmayeur (S-C) • Brèches de Briançonnaise (BT) • Unité du Cheval Noir (UCN) • Unités subbriançonnaises (SB) • Klippes des Annes (An) et de Sulens (Su) • Médianes Plastiques (MP) • Schistes du Petit Saint Bernard (PSB) • Unités briançonnaises : • Zone Houillère • Nappe des Pontis (NP) • Médianes Rigides et Nappe de la Brèche (Mri) • Séries du Barhorn (Ba) et du Touno (To) • Séries de Vanoise (S.Va) • Unités accéglennes (Ua) • Briançonnais Ligurie (BL) • Unités piémontaises : • Couverture de la nappe du Mt Fort (MF), du Grand Paradis, de Sesia et de Dora Maira • Roches vertes du Versoyen (RV) • Séries de Visperterminen • Alpes cottiennes méridionales (ACM) • Unité triasico-liasique en Ligurie
<ul style="list-style-type: none"> • Mts du Lyonnais 	<ul style="list-style-type: none"> • Esterel (E) • Maures (M) • Ile Crémieu (IC) • Aiguilles Rouges (AR) • Aar (A) ; Gothard (G) ; Mt Blanc Belledonne (B) Pelvoux (P) Argentera (Ar) 	<ul style="list-style-type: none"> • Gneiss de Hauteecour ; Micascistes de Valbuche • ? • Siviez-Mischabel (SM) ; Ruitor ; Mt Pourri (MP) ; Vanoise Ambin (Am) ; Callizano (Ca) et Savona • Mt Rose (MR) ; Gr Paradis (GP) ; Dora Maira ; Sesia ; Gneiss d'Arolla (Aro) ; Valosio en Ligurie

Nappes et unités issues du paléo-domaine océanique alpin

Les principaux éléments du substratum ophiolitique sont en noir

Zones Internes ou Unités penniques	Apennin septentrional
<ul style="list-style-type: none"> • Alpes occidentales • Zones de Zermatt-Saas Fee (ZS) et d'Antrona (ZA) • Nappe du Tsaté (NT) • Unités liguro-piémontaises (ULP) • Massif de Lanzo (La) • Schistes de Bio (Sbi) (et série du Torrente Levone ?) 	<ul style="list-style-type: none"> • Ligurie • Groupe de Voltri (GV) • Unité de Cravasco-Voltaggio-Montenotte • Unité du Mte Figogna (Fi) • Unités de Ronco-Busalla (RB), du Val Lavagna (VL) et du Bracco (Bra)

Domaines, nappes et unités issus de la paléo-marge sud-alpine

c : socle cristallin et paléozoïque supérieur ; d : couvertures alpines

Alpes méridionales	Apennin septentrional
<ul style="list-style-type: none"> • Unités Lombardes (Lo) dont celle du Canavese pro-parte • Kinzigites et strolonites de la zone d'Ivrée (ZI) • Klippes II.DK • Valpelline (Valp) 	<ul style="list-style-type: none"> • Unités de Canetolo-Cervarola (CC) • Nappe Toscane (Nt) et Alpes Apuanes • Socle de l'autochtone des Apuanes (Ap) et des Ecailles de Stazzema (Sta)

Flyschs exotiques d'âges fini-crétacé à paléocène - éocène inférieur

<ul style="list-style-type: none"> • Nappe du Gurnigel (G) et de la Sarine (S). • Nappe des Dranses (Dr). • Nappe de la Simme (Si). • Unités du Meilleret et du Niesen (MN) dans les Préalpes chablaisiennes et romandes. • Unité de la Pointe du Grand Vallon en Maurienne. 	<ul style="list-style-type: none"> • Nappes des Flyschs à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye (EU). • Nappe d'Imperia en Ligurie (NI). • Flysch du Montferrato près de Turin. • Nappes de l'Antola (Ant), du Caio, du Cassio, du Sporno et de Berceto (CCSB), en Apennin septentrional.
---	--

Granites permien γp	Granites tertiaires γt	Mio-Pliocène de Riez-Valensole Oligo-Miocène	Pliocène et Quaternaire
LI : Ligne Insubrienne LSV : Ligne Sestri-Voltaggio		Chevauchements majeurs superficiels Chevauchements majeurs profonds	

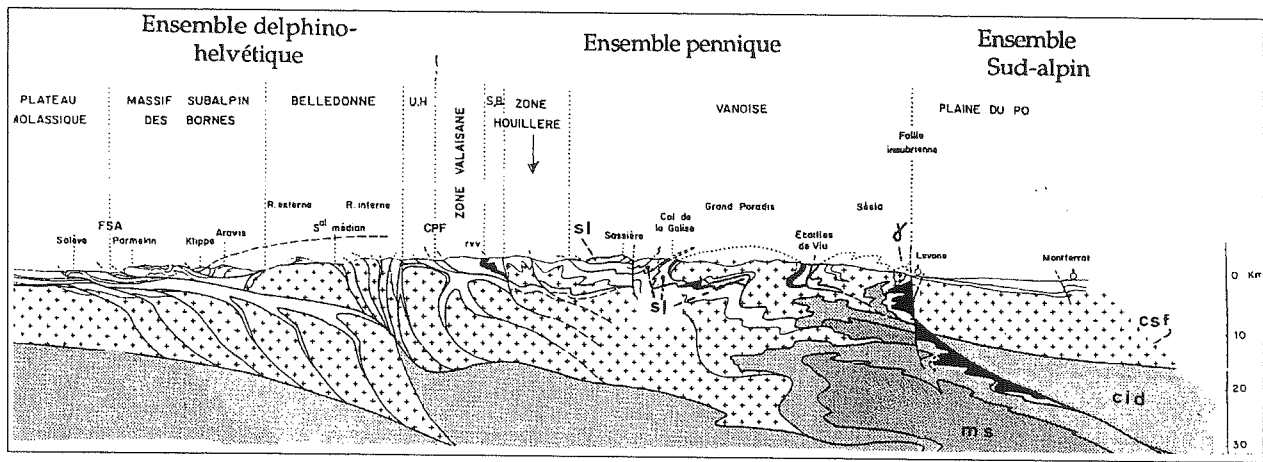


Fig. 2a. – Coupe géologique prédictive des zones internes alpines selon le profil ECORS-Alpes [M. Tardy, S. Fudral et E. Deville, 1986]
Extrait de « Profil Alpes - Rapport d'implantation du profil ECORS. Structure profonde des Alpes » - juin 1986, p. 55.
Éditeurs : IFP ; INSU ; CNRS ; SNEA(P) ; SFP BP (France) et CNR (Italie).

F.S.A. : Front subalpin
R. externe : Rameau externe de Belledonne
S.M. Médian : synclinal Médian
R. interne : Rameau interne
U.H. : ultra-helvétique
C.P.F. : chevauchement pennique frontal
r.v.v. : Roches vertes du Versoyen
SB : Zone sub-briançonnaise
C.s.f. : croûte supérieure fragile

C.i.d. : croûte inférieure ductile
m.s. : manteau supérieur
S.L. : Schistes lustrés
en noir : ophiolites
en blanc : séries mésozoïques et tertiaires
γ : granite alpin

Entre le front de la Vanoise et la faille insubrienne les déformations ductiles et les métamorphismes de plus haut grade

intéressent l'ensemble des matériaux, manteau supérieur (et donc Moho) compris.

Le matériel du « paléo-océan » téthysien, obducté sur la paléo-marge européenne, reste peu conservé si ce n'est dans certaines nappes de Schistes lustrés. Il forme une cicatrice discontinue du fait des déformations successives subies durant la collision avec la bordure de la paléo-marge européenne.

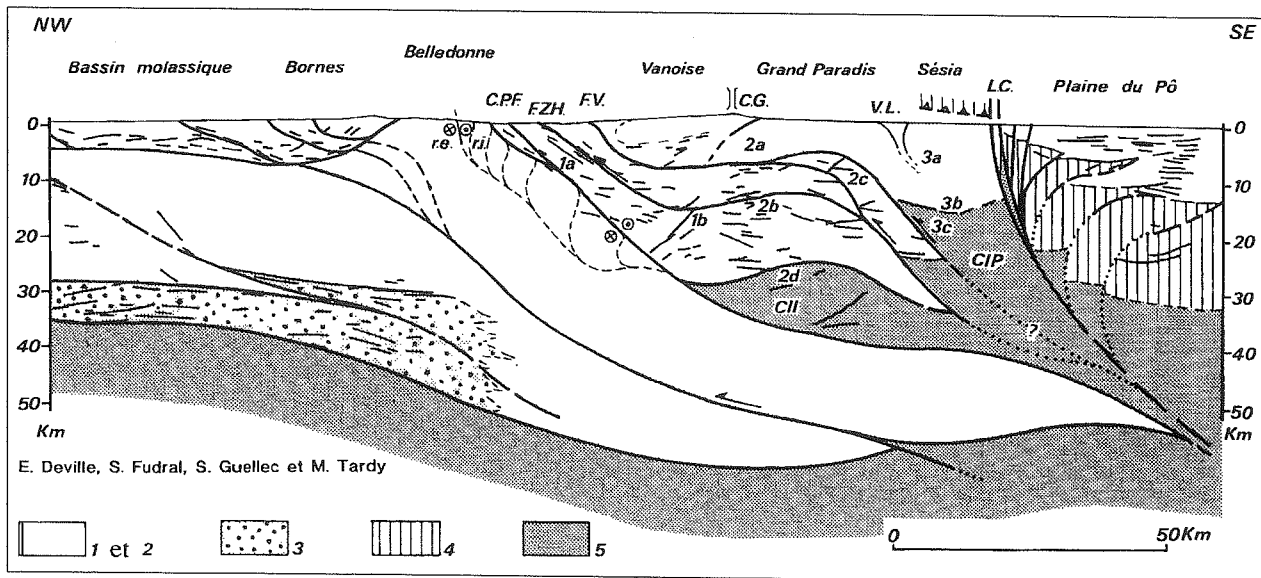


Fig. 2b. – Un schéma interprétatif possible du profil sismique migré ECORS-CROP Alpes [Tardy *et al.*, 1990].

C.I.P. : Corps d'Ivréa principal
C.P.F. : Chevauchement pennique frontal
F.V. : Front des unités à métamorphisme HP de Vanoise
F.Z.H. : Front de la zone houillère
L.C. : Ligne de Canavese

r.e. : rameau externe de Belledonne
r.i. : rameau interne de Belledonne
V.L. : écailles de Viù-Locana
1 : Couvertures sédimentaires et métasédimentaires
2 : Croûte continentale supérieure européenne

ou croûte européenne indifférenciée
3 : Croûte inférieure litée
4 : Croûte continentale sud-alpine
5 : Manteau
C.G. : Col de la Galise
C.I.I. : Corps d'Ivréa inférieur

L'une des hypothèses vraisemblables et actuellement admissibles, concerne le nombre d'écaillages affectant la limite croûte-manteau. Deux écaillages mantelliques paraissent sûres. La plus élevée, et la plus interne, correspond au corps d'Ivréa classique, qui sera dit principal. Son toit est à 12-15 km de profondeur et elle s'étend vers l'Ouest jusqu'au front de la Vanoise. La seconde, plus externe et plus profonde, qui n'a été vue qu'en sismique grand angle, sera dite d'Ivréa inférieur. Son toit se situerait vers 22-24 km et elle s'étendrait jusqu'à l'extrémité occidentale de l'anomalie d'Ivréa alors qu'à l'Est, elle s'enfonce sous l'écaille mantellique supérieure. Vers l'Ouest cette seconde écaille est limitée par le chevauchement pennique frontal (C.P.F.). Une troisième écaille, plus externe, pourrait exister. Est-elle constituée de matériel mantellique ou seulement de croûte inférieure ? Son existence éventuelle ne s'appuie pas sur les données sismiques mais est déduite de la grande épaisseur de croûte (25 à 30 km) qu'il est nécessaire de placer entre le corps d'Ivréa inférieur et la partie la plus profonde du Moho, ainsi que des réflexions sismiques enregistrées antérieurement [Cloos et Labrousse, 1963] vers 50 km de profondeur, au Sud du profil ECORS, et mises aussi en évidence plus au Nord dans les Alpes centrales [Pfiffner O.A. *et al.*, 1988].

Lemoine *et al.*, 1984 ; Marthaler *et al.*, 1986 ; Deville, 1987 ; Fudral *et al.*, 1987].

Ce domaine de la déformation de niveau structural profond (fig. 2), et du métamorphisme HP polyphasé, forme une haute chaîne recoupée à l'emporte-pièce vers l'Est par un système de fractures (faille insubrienne par exemple) lié à l'individualisation de la plaine du Pô (bassin padan, syn à post-oligocène). Sur notre transversale, la faille insubrienne représente la limite, au moins néotectonique, entre le domaine sud-alpin et l'ensemble pennique.

Zone valaisane et « Schistes lustrés » soulèvent en commun trois problèmes généraux à la chaîne alpine.

Le premier concerne la position de la (ou des) suture(s) ; il rejoint donc celui beaucoup plus vaste des ophiolites et de l'évolution du (ou des) domaine(s) océanique(s).

Le deuxième, se rapporte au développement des flyschs précoces ; il implique l'étude des changements de paléogéographie. Le troisième, enfin, intéresse la genèse des assemblages minéraux de haute pression au cours du Crétacé supérieur.

Aborder ces trois thèmes fondamentaux conduit nécessairement à tenter une reconstitution de l'évolution des rapports entre l'océan téthysien, d'une part, et ses marges, d'autre part.

1ère Partie INTRODUCTION GÉNÉRALE

CHAPITRE II

LIMITES ET GRANDS TRAITS DE LA GÉOGRAPHIE DES RÉGIONS ÉTUDIÉES

Les Alpes de Savoie se développent au Sud-Ouest d'une ligne joignant Turin en Italie à Genève en Suisse. Les régions étudiées appartiennent plus précisément aux Alpes graies méridionales.

« Cherchez la poule », c'est en langage imagé le conseil que l'on peut donner à ceux qui désirent retrouver rapidement la Savoie sur une carte du Sud-Est de la France. Avant leur confluence, les deux rivières principales que sont l'Isère et l'Arc dessinent en effet assez fidèlement les contours d'une poule dont l'essentiel du corps est occupé par la Vanoise (fig. 3).

Le présent travail a été mené d'abord et essentiellement de part et d'autre de la Vanoise. Il intéresse ainsi deux régions naturelles, au Nord la frange orientale du Beaufortain et au Sud, en haute-Maurienne, la chaîne frontière franco-italienne. Il concerne également mais dans une moindre mesure, la région de Lanzo en Italie, au Nord de Turin. Cette dernière est séparée de la crête frontière par l'ensellement des Stura.

1. — CARACTÈRES MORPHOLOGIQUES DES TROIS RÉGIONS ÉTUDIÉES

1. 1. La frange orientale du Beaufortain

Ses limites naturelles sont les suivantes : au Nord - Nord-Est, la crête frontière franco-italienne entre les cols du Petit Saint Bernard et de la Seigne ; à l'Ouest la vallée du torrent des Glaciers ; au Sud - Sud-Ouest, la vallée du Cornet d'Arêches ; enfin, à l'Est, le vallon du Reclus puis la vallée de l'Isère. De forme rectangulaire, il couvre environ 90 km². Son cadre morpho-structural se résume ainsi :

I- Le réseau hydrographique principal est oblique par rapport à l'orientation générale des unités structurales. Le réseau secondaire reste, à de rares exceptions près perpendiculaires à ces unités.

II- Les bassins sont rares et d'extension modeste. Seul

le bassin de Bourg-Saint-Maurice donne une réelle ouverture à la vallée de l'Isère.

En rive gauche de l'Isère, entre les bassins de Moûtiers et de Bourg-Saint-Maurice, la klippe des Schistes lustrés du Mont Jovet constitue une nette entité morpho-structurale.

1. 2. La chaîne frontière franco-italienne en haute-Maurienne

Elle a été étudiée à l'intérieur des limites suivantes : à l'Ouest - Nord-Ouest la vallée de l'Arc, de Bonneval à l'amont jusqu'à Bramans à l'aval ; au Sud-Ouest, du secteur du Mont Cenis jusqu'à Suse ; au Sud, la vallée de la Doire Ripaire de Suse à Bussoleno ; à l'Est enfin, une ligne méridienne joignant Bussoleno jusqu'à la Stura di Sea, à la latitude de l'Uia di Ciamarella.

Ainsi délimitée, cette région couvre environ 300 km².

Les massifs de l'Uia di Ciamarella, de l'Albaron, et de Rocciamelone décrits dans ce mémoire forment l'un des cinq grands ensembles français en altitude, culminant à la Pointe du Charbonnel (3752 m), après ceux du Mont Blanc, du Pelvoux et de la Vanoise notamment. Dans ce secteur, l'un des plus forts contrastes de relief apparaît en rive gauche de la Doire Ripaire près de Suse. Là, en effet, le fond de la vallée n'est qu'à 500 m d'altitude alors que le sommet du massif de Rocciamelone avoisine 3600 m. Morphologiquement, les directions orohydrographiques essentielles s'organisent parallèlement à celles de l'édifice structural. Le réseau hydrographique le plus encaissé possède les directions dominantes des structures de nappes les plus basses, alors que les orientations des parties hautes du relief obéissent à celles des nappes supérieures.

1. 3. La région de Lanzo

Le secteur étudié couvre environ 20 km² entre la Stura di Lanzo au Sud - Sud-Ouest et la ligne de crête séparant cette dernière du Val d'Orco. Seule la moitié inférieure a été cartographiée.

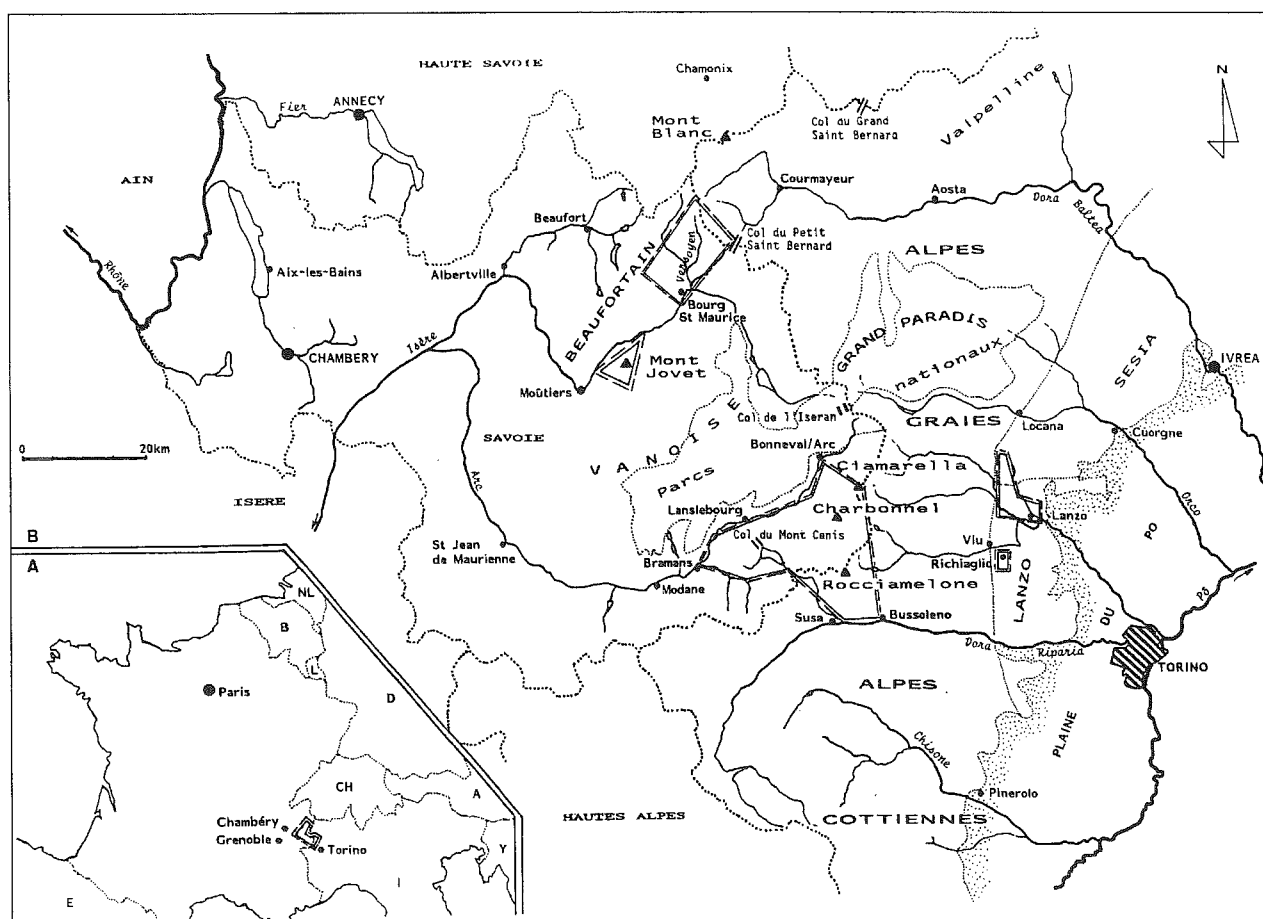


Fig. 3. – Localisation des régions étudiées.

Les régions étudiées sont limitées par un double trait. A: sur une carte de la France ; B: sur une carte des confins franco-italiens au niveau de la Savoie.

Trois secteurs étudiés appartiennent à la Savoie ou essentiellement à la Savoie (France).

La fig. 3B montre les cours de l'Isère et de l'Arc dessinant schématiquement le corps d'une poule. On notera que l'Ouest du département se repère bien grâce aux grands lacs d'origine structurale et glaciaire ; l'Est, par ailleurs, possède les plus nombreuses retenues artificielles d'Électricité de France.

La Savoie est le troisième département de la région Rhône-Alpes quant à sa superficie (environ 620 000 ha). La densité de population y est en revanche une des plus faibles : 52 hab/km² (109 hab/km² pour la région).

C'est le département le plus montagnard de la région, 89% de son territoire se situe à plus de 600 m d'altitude. Il est réputé pour ses stations de ski. La haute vallée de l'Isère ou Tarentaise offre, à elle seule, la plus grande concentration de stations de ski de France.

Le dernier secteur de dimensions beaucoup plus restreintes appartient à la province de Turin (Italie).

. L'ancienne capitale du Royaume de Piémont-Sardaigne (incluant la Savoie), est au cœur de l'une des plus riches régions d'Italie.

. La plaine du Pô est la première région agricole de la péninsule.

. Les contreforts des Alpes atteignent très rapidement d'importantes altitudes. Comme pour la vallée de l'Arc (ou Maurienne) toute proche, la polyculture et l'élevage subsistent encore. Mais les activités liées au ski ne donnent pas lieu à de très grandes stations. La grande cité industrielle turinoise emploie un grand nombre de double actifs.

Deux massifs célèbres, de nature très différente, viennent ici s'affronter selon des directions Est-Ouest. Il s'agit, au Sud, du massif péridotitique de Lanzo et, au Nord, du massif gneissique de Sesia. L'ensemble reste d'altitude modeste mais passe en peu de kilomètres de plus de 2000 m d'altitude à 500 m (celle de la plaine du Pô). Il est par ailleurs rapidement limité à l'Ouest par un couloir structural de signification toujours discuté, la cicatrice de Viu-Locana dite encore zone des écailles de Viu. Ainsi deux directions morphologiques essentielles ressortent bien : l'une Nord-Sud, l'autre Est-Ouest.

2. - UNITÉ DE LEURS CARACTÈRES CLIMATIQUES ET ÉCONOMIQUES

Les trois régions étudiées présentent une certaine unité dans l'étagement de la végétation, dans le climat et dans les traditions socio-économiques.

2. 1. Végétation

L'étagement de la végétation est très net dans toutes nos vallées alpines. Elle facilite ou complique le travail

du géologue. En dessous de 2000 m d'altitude la couverture forestière et arbustive est un sérieux handicap à de bonnes observations. L'autre frustration vient des glaciers qui au-delà de 3000 m d'altitude enchâssent la plupart des structures ! Cependant, de 2000 à 3000 m d'altitude, nombreux sont les bons affleurements permettant des observations très précises. Il faut souvent, malheureusement, aller les étudier au coeur de redoutables falaises.

2. 2. Climat

Si le climat n'est pas un obstacle majeur au travail, il réduit néanmoins considérablement sa durée. Statistiquement, au-delà de 2000 m, on ne peut vraiment travailler que 30 à 45 jours par an. Pendant la belle saison, la période la plus critique est souvent celle qui couvre la fin du mois d'août et le début du mois de septembre. Les fortes dépressions sont fréquentes. L'air redevient frais et c'est le grand moment des masses denses de brumes et de brouillards givrants (la « Lombarde » par exemple) débordant des crêtes, tantôt de France vers l'Italie, tantôt dans l'autre sens (on dit que la « Lombarde vient boire au torrent »). Entre le col du Petit Saint Bernard et le col de la Seigne, là où les « Roches vertes du Versoyen » offrent leurs plus beaux affleurements, on ne compte pas les journées perdues dans cet univers vaporeux.

Après le 15 septembre un beau temps frais et stable peut s'établir et durer jusqu'au début de décembre. Nous avons pu travailler un 17 novembre au coeur de la Vanoise, à 3000 m d'altitude !

2. 3. Economie

En ce qui concerne les traditions économiques et populaires on se reportera à la belle étude exhaustive réalisée sur la Savoie dans la collection Encyclopédies Régionales [Bonneton C. Edit., 1982]. Une quasi-révolution s'opère depuis la seconde guerre mondiale du point de vue économique. Auparavant, dans ces hautes vallées autarciques s'était pérennisée une civilisation millénaire, la civilisation de la vache. On retrouvera dans

un article très court du Dr Chanal R. [1983] les grands traits de cette civilisation qui se meurt. L'ouvrage en couleur de Gaide G. et R. [1984] et l'article de Tracq F. [1980] donnent des renseignements précis sur le mode de vie et sur l'émigration de la population. Mais c'est sans doute le livre de Bini, Bechaz *et al.* [1979] au titre très évocateur : « Lassù gli ultimi » qui transmettra le témoignage le plus complet sur le rythme de la vie dans le rude cadre alpin. Cette civilisation s'appuyait sur les églises de Savoie qui avaient progressivement supplanté à partir du III^{ème} siècle les dieux romains [Hudry, 1980]. Moûtiers devint un des bastions avancés du catholicisme. La Réforme n'eut pas de prise sur les montagnards. Ni les huguenots du Dauphiné, ni ceux du Pays de Vaux ne réussirent à s'implanter chez eux. Les témoins de cette foi populaire se retrouvent souvent, en particulier au niveau des nombreux oratoires dispersés sur l'étendue des communes et la plupart du temps dédiés à des « saints protecteurs et guérisseurs » [Chanal R., 1982].

Depuis la seconde guerre mondiale on assiste à une profonde reconversion de la population dans le tourisme et l'or blanc.

Cette évolution apparaît aisément lorsque l'on compare les écrits consacrés à la Savoie dans les ouvrages anciens [Malte-Brun V.A., 1882, Moreau P., 1958] et dans les plus récents [Bozon P., 1986].

En terminant ce chapitre, il est nécessaire de dire quelques mots sur deux grands cols alpins qui, de tout temps, ont empêché la chaîne frontalière d'être une barrière infranchissable. Il s'agit des cols du Petit Saint Bernard en haute Tarentaise et du col du Mont Cenis en haute Maurienne. Deux ouvrages brefs permettront au lecteur de se faire une idée de l'originalité de chacun d'eux [Janin, 1978, pour le premier ; « Les amis du Mont Cenis » pour l'autre]. La similitude des noms de lieu entre la Savoie et le Piémont montre l'importance de ces points de passage obligatoires. Lanslebourg en haute-Maurienne n'est-il pas tiré du nom d'homme « Lanzo » [Gros, 1935]. Et Hannibal, l'audacieux chef de guerre carthaginois n'est-il pas venu affronter Romè en franchissant l'un de ces cols ? [Lavis-Trafford (de), M.A., 1956] ⁽¹⁾.

(1) Lire aussi à ce sujet les ouvrages de Gavin de Ber (Sir), 1956 et de Conink (de) 1992.

1ère Partie INTRODUCTION GÉNÉRALE

CHAPITRE III

PRÉSENTATION DE L'ÉTUDE

1. — LES MOYENS ET LES MÉTHODES DE TRAVAIL

L'étude présentée a été supportée financièrement dès 1976, d'abord et totalement par le Département des Sciences de la Terre de l'Université de Savoie. Progressivement, dans le cadre du Laboratoire associé 215, puis plus récemment de l'U.A. 69, le soutien du C.N.R.S. est devenu plus important. A partir de 1980 je lui dois la réalisation de l'essentiel des travaux sur le terrain et des recherches en laboratoire.

En 1987, la signature avec le BRGM de la convention de lever de la feuille Lanslebourg - Mont d'Ambin à 1/50 000 m'a permis de travailler sur des secteurs proches de mon domaine d'étude, notamment sur le massif d'Ambin.

C'est uniquement pendant la belle saison que le travail de terrain a pu être effectué. Généralement, en dessous de 2000 m d'altitude, j'opérais à partir d'un camp de base, bien équipé (souvent une caravane) ; au-dessus de 2000 m, j'utilisais les refuges existants. Les plus hauts massifs ont fait l'objet de traversées, sécantes dans toute la mesure du possible. L'obtention de levés et de mesures concernant une traversée complète nécessite ainsi souvent beaucoup plus de jours qu'on ne l'aurait imaginé au départ. Aux stricts préparatifs géologiques de la mission il convient d'ajouter l'organisation technique de celle-ci.

Ce dernier problème revêt une plus grande importance lorsque l'on travaille seul. C'est plus de 50 % de mon temps de travail sur le terrain que j'ai passé en solitaire. Sinon, des étudiants de troisième cycle de Chambéry ou d'ailleurs, des géologues étrangers parfois et même un guide de haute-montagne, m'ont accompagné dans les reconnaissances et traversées à la fois les plus longues et les plus délicates.

2. — BUT DE L'ÉTUDE

L'objectif de cette thèse est d'étudier, à partir de l'exemple des Alpes franco-italiennes du nord, l'évolution

géodynamique du paléo-océan alpin et de sa marge septentrionale.

Ce travail ne trouve son sens que replacé dans le contexte des activités du Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de Savoie. L'un de ses axes de recherche concerne l'évolution géodynamique de la chaîne alpine au droit des Savoies et des confins italo-helvétiques. Était en particulier projetée la réalisation d'une coupe géologique générale bâtie à partir de multiples travaux originaux, et donc nouvelle pour les Alpes françaises du Nord. La première synthèse a été établie en avril 1986, au moment du dessin de la coupe géologique prévisionnelle du profil ECORS, qui recoupe précisément cette partie des Alpes (fig. 1 et 2). Dans les zones internes, qui nous intéressent plus spécialement, la présente étude s'intègre dans un ensemble de travaux de thèses de troisième cycle et de thèses d'Université réalisés à Chambéry sous la direction de J.P. Rampnoux et de M. Tardy, dont la liste figure ci-dessous.

* J.E. Mestre [1977] - inachevée ;

* D. Robert [1979] a repris l'examen des relations structurales entre le massif gneissique du Grand Paradis et ses enveloppes de « Schistes lustrés » dans la région de Bonneval-sur-Arc (Haute-Maurienne) ;

* H. Niemeyer [1980] à la même époque, s'intéressait quant à lui aux relations structurales entre le Briançonnais interne et les Schistes lustrés dans la région de Val d'Isère et de l'Iseran (Haute-Tarentaise) ;

* En 1984, R. Marion soutenait sa thèse concernant le massif de la Grande Sassièr et l'autochtone relatif, briançonnais de cette unité. L'étude se rapportait à la région comprise entre Sainte Foy en Tarentaise et Val d'Isère; elle venait ainsi intégrer les données de H. Niemeyer ;

* E. Deville [1987] s'est attaché à déchiffrer la stratigraphie des unités briançonnaises internes et des Schistes lustrés de Vanoise orientale. Son terrain représente ainsi un lien entre tous ces secteurs et le mien ;

* L. Chia Yu [1985] a réalisé une thèse thématique, structurale et microstructurale, sur les Schistes lustrés du Mont Jovet et en même temps sur la terminaison sud de la zone valaisane près de Moutiers.

* J.P. Gely [1988] a présenté un travail très moderne sur l'évolution géodynamique des unités frangeant le C.P.F. à la latitude de Moûtiers.

En ce qui concerne ces derniers domaines et les unités qui les prolongent vers le Sud, je me suis intéressé aux travaux de thèses, également de Troisième Cycle de :

*J. Martinez-Reyes [1980], sur les unités à flysch, dont celui dit des Aiguilles d'Arves, entre Arc et Isère ;

*A. Serre [1983], A. Toury [1984] puis V. Perez-Postigo [1985] sur les prolongements, au Sud de l'Arc et jusqu'au Galibier, de ces diverses unités.

J'ai enfin été intéressé par les travaux de B. de Lépinay [1981] effectués dans les Préalpes du Chablais, en particulier sur la nappe de la Brèche et sur la nappe des Gêts dont les patries respectives sont classiquement considérées comme pennique et ultra-pennique au moins pour la seconde.

Pour retracer les grands traits de l'évolution géodynamique des zones internes, dans les Alpes de Savoie, les données nouvelles essentielles apportées en particulier par ces nombreux travaux de troisième cycle, devaient être regroupées au sein d'un chapitre particulier.

Je devais également tenir compte de la relative dispersion de mes secteurs d'étude. Dès lors, le plan de cet ouvrage s'imposait de lui-même.

3. – CONCEPTION DE L'OUVRAGE

Ce mémoire s'articule autour de trois parties.

L'introduction, le cadre géographique général, le présent chapitre et celui consacré à l'historique des recherches sont présentés dans la première partie.

Dans la deuxième, élément essentiel de l'ouvrage, seront précisés les résultats du travail de terrain, tant stratigraphiques que structuraux sur les unités piémontaises et liguro-piémontaises.

Dans la troisième seront présentées succinctement des données intéressant la zone valaisane.

Les conclusions générales seront discutées dans la quatrième partie.

En annexe seront regroupés la bibliographie, les planches photos et un résumé des travaux de thèses développés à Chambéry concernant le sujet étudié ici.

En hors-texte, figureront les cartes et les panoramas utilisables tout au long de la lecture de ce mémoire.

1ère Partie INTRODUCTION GÉNÉRALE

CHAPITRE IV

SCHISTES LUSTRÉS ET CONCEPTS EN GÉOLOGIE

REVUE BIBLIOGRAPHIQUE

Les premiers grands concepts en géologie s'ébauchent pendant le XIX^e siècle et jusqu'au début du XX^e. Toutefois, l'époque moderne pour les Schistes lustrés s'ouvre véritablement vers 1920, avec les travaux de P. Termier. Mais c'est autour des années 1970 qu'interviendra le renouvellement majeur, avec l'avènement de la théorie de la tectonique des plaques qui favorisa la vision globale des phénomènes géologiques, notamment au niveau des dorsales océaniques.

1. — LES PREMIERS GRANDS PAS

De Saussure bien entendu [1770-1796] et Ami Boué ont posé les plus robustes premières pierres de la géologie dynamique. Ami Boué, de passage au Col du Mont Cenis en 1822, voit dans les imposantes masses de marbres et de calcschistes de la chaîne frontrière, un « macigno métamorphique » [*in* Ellenberger, 1958]. Il provoque ainsi l'idée d'évolution progressive et de transformation des roches.

L'ébauche d'un premier schéma structural des Alpes est établi par C. Lory. De 1860 à 1869 il développe l'idée de zones alpines majeures séparées par de grandes failles longitudinales. Les Alpes sont subdivisées en quatre zones dont la dernière nommée « Zone du Mont Rose » comporte l'ensemble de la Vanoise et le pays des Schistes lustrés. Nous verrons plus loin que ces régions possèdent effectivement une certaine unité d'évolution tectono-métamorphique. On lui doit aussi le terme de **Schistes lustrés**. Il l'adopte définitivement en 1873 après avoir successivement employé ceux de schistes calcaréotallueux et de schistes gris. Dans le même temps, en Italie, Gastaldi [1871], frappé par l'importance des massifs de roches vertes apparaissant au sein de ces Schistes lustrés, crée la « Zona delle Pietre verdi delle Alpi occidentali ».

L'étude détaillée de ce matériel basique et ultrabasique, somme toute peu représenté en France dans la future nappe des Schistes lustrés, est effectué par Novarese qui en 1895 publie une remarquable note de pétrographie : « Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi Occidentali ». Elle demeure la première étude pétrographique synthétique concernant ces roches vertes (fig. 4). Les minutieuses descriptions de Novarese allaient être complétées par les grandes découvertes de fossiles qu'effectuèrent Parona [1891], Franchi et Di Stephano [1896], Portis [1889], et un peu plus tard Squinabol [1912]. Les Encrines triasiques, les Belemnites et les Radiolaires du Jurassique soulignaient clairement l'appartenance au cycle alpin de l'essentiel des Schistes lustrés.

En 1889, le concept nouveau de nappe de charriage va renouveler totalement les conceptions que l'on avait à l'époque sur la genèse des chaînes de montagne. C'est M. Bertrand qui développe cette théorie à propos de la Provence, après avoir expliqué en 1824 la structure en grands plis couchés des Alpes de Glaris. Mais c'est sans doute à H. Schardt [1893, 1898] que l'on doit la meilleure synthèse stratigraphique et structurale sur ce concept de nappes et des phénomènes qui lui sont liés [*in* Masson, 1976]. A partir des Préalpes, Schardt parvient à lier dans un même phénomène général, l'exotisme du massif, son découpage en trois nappes distinctes, le démantèlement du front de ces nappes en cours de progression et, enfin, la signification des « corneules », zone de trituration jalonnant la base des nappes. L'auteur discute également l'arrangement paléogéographique de ces nappes et pose le problème de leur racine. Schardt était indiscutablement en avance sur son temps.

P. Termier est aussi un remarquable artisan de progrès en tectonique, tout spécialement pour l'ensemble du domaine pennique. L'importance de ses découvertes [1899-1907] reste souvent atténuée ; ceci tient sans doute au fait qu'à plusieurs reprises il hésita, changea d'idées tout en demeurant péremptoire. Il donna par ailleurs des coupes la plupart du temps fort théoriques. On lui doit cependant beaucoup :

Selon l'auteur, ces cordillères vont apparaître précocement, sur le plancher de la Téthys, se développer durant tout le mésozoïque en conditionnant la sédimentation bréchique des bordures des géosynclinaux qui les frangent, enfin guider l'élaboration de l'édifice de nappes (fig. 5). Chaque cordillère embryonnaire deviendra

une nappe particulière pendant l'orogénèse, séparant les nappes faites des matériaux issus des géosynclinaux. Dans un article récent, Lemoine [1988] analyse cette première conception de l'organisation des Alpes au Mésozoïque et en montre l'importance en discutant les conséquences d'un tel modèle.

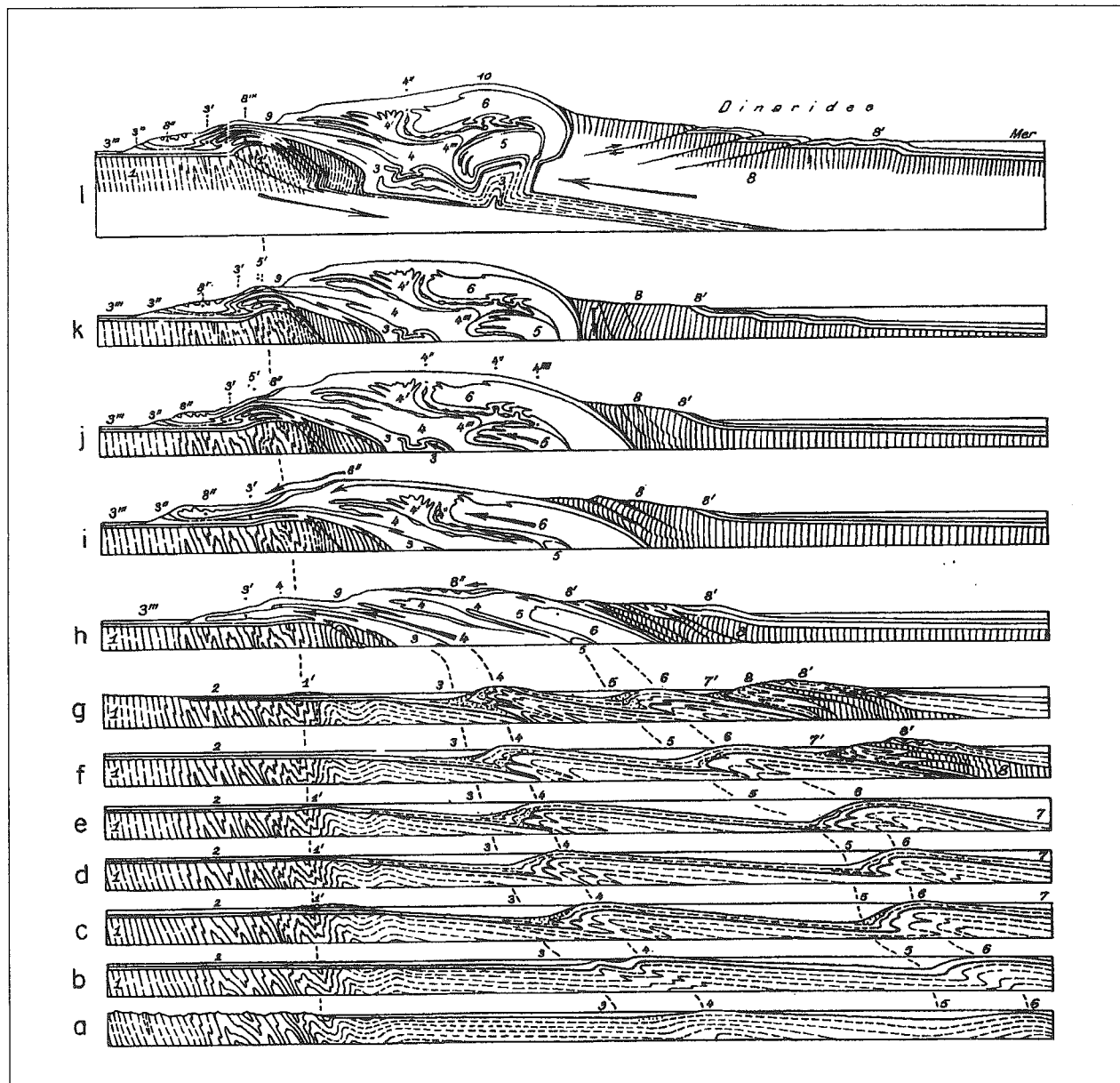


Fig. 5. – Coupes séries montrant le développement des Alpes à partir du géosynclinal téthysien via une étape de cordillère embryonnaire [Argand, 1916]. Extrait de *The Geology of Western Europe* par Rutten M.G., Elsevier ed. [1969, p. 185].

a : à la fin du Carbonifère moyen ; b : au Trias moyen ; c : pendant le Lias ; d : au milieu du Jurassique ; e : fin du Jurassique ; f : au milieu et à la fin du Crétacé ; g : à l'Eocène moyen et au début de l'Oligocène ; h à l : développement du paroxysme orogénique, pendant l'Oligocène moyen. 1 : avant-pays à peu près rigide ; 1' : avant-pays faiblement « mobilisé », en limite de l'ancien continent, l'actuel Massif Central ; 2 : mer épicontinentale ; 3 : avant-fosse (géosynclinal valaisan) et nappes simplio-tessinoises ; 3' et 3'' : Préalpes inférieures et externes ; 3''' : avant-fosse rejetée au bord de la chaîne ; 4 : cordillère frontale (géanticlinal briançonnais) et nappe du Grand Saint Bernard ; 5 : premier sillon (géosynclinal piémontais) et nappe du Mont Rose ;

6 : deuxième cordillère (géanticlinal du Dolin) et nappe de la Dent Blanche ; 7 : géosynclinal canavésan comprenant une succession de rides et de sillons alternants qui répondent aux embryons des nappes austro-alpines et préalpines supérieures ; 7' : sillon des brèches exotiques au front de ces nappes en marche ; 8 : noyaux hercyniens et 8' : enveloppes mésozoïques, puis nummulitiques de ces mêmes nappes ; 8'' : partie de cette enveloppe qui a cheminé vers l'avant sur le dos des nappes penniques, puis sur celui des nappes helvétiques, jusqu'au bord externe des Alpes ; 9 : sillon qui donnera plus tard par érosion l'alignement des vallées de Coire à Martigny ; 10 : faîte structural des Alpes occidentales.

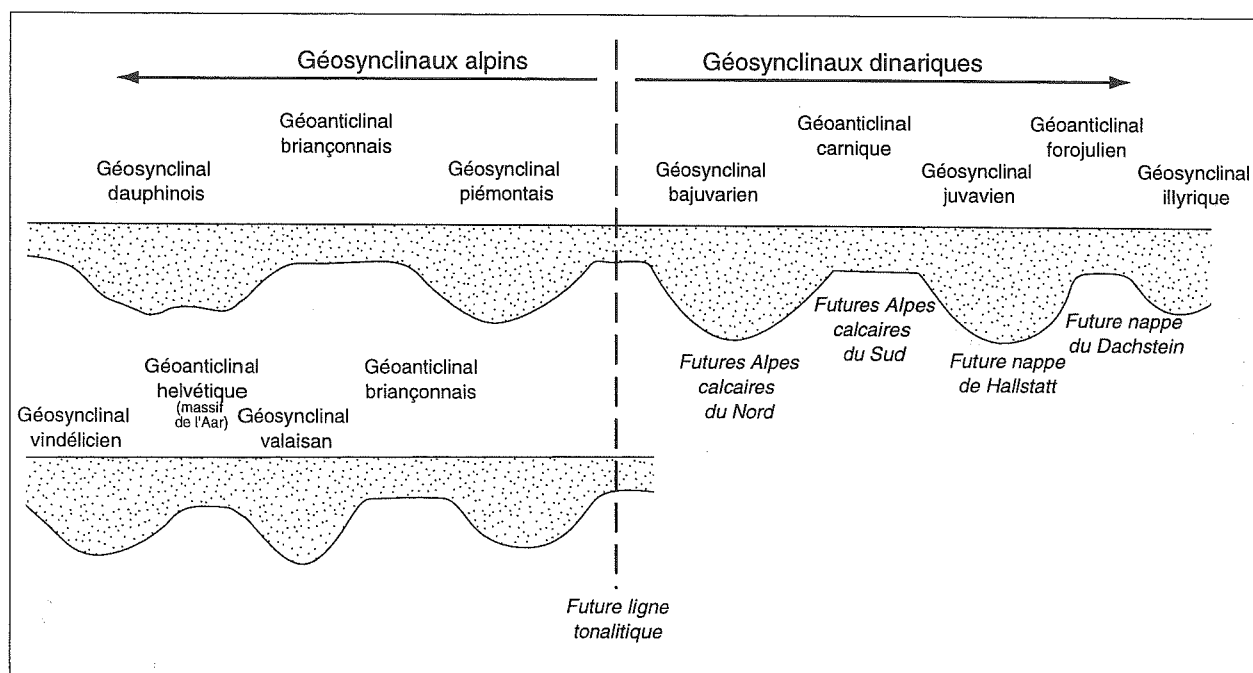


FIG. 6. – Paléogéographie des Alpes au secondaire selon E. Haug [1909], à partir de la répartition des faciès du Jurassique.

Ces théories furent bâties essentiellement pour les Alpes suisses. Elles suivaient et s'accordaient généralement bien avec celles du géologue non moins célèbre E. Haug qui tentait dès cette époque [1894, 1896, 1909] de reconstituer la paléogéographie alpine au mésozoïque à partir des cartes existantes. Sur le schéma qu'il propose (fig. 6), le géoanticlinal lombard sépare les « géosynclinaux alpins » des « géosynclinaux dinariques ». Un tel découpage préfigure de façon lointaine ce que seront les schémas paléogéographiques concernant les Alpes d'il y a un peu plus de trente ans.

Peu avant le premier conflit mondial, les bases essentielles des diverses branches de la géologie moderne étaient jetées. Les cinquante années suivantes, jusqu'à l'avènement de la tectonique des plaques ne donneront pas lieu à de profonds bouleversements. Les concepts énoncés précédemment seront appliqués et précisés.

2. – LA PÉRIODE MODERNE, AVANT L'AVÈNEMENT DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES

Elle verra le développement des recherches stratigraphiques et structurales, essentiellement « zone alpine » par « zone alpine ». C'est le début des grandes monographies régionales et de la publication des cartes géologiques à 1/50 000 en France ou à 1/100 000 en Italie concernant l'ensemble pennique.

2. 1. Discussions et malentendus sur l'allochtonie des Schistes lustrés : Les travaux de Termier et Kilian en France [1920], de Franchi en Italie [1925]

Regardant la chaîne de l'extérieur vers l'intérieur, Termier et Kilian pouvaient séparer les nappes briançonnaises des nappes de Schistes lustrés en s'appuyant sur trois types d'observations :

- a- les Schistes lustrés reposent indifféremment sur des étages très variés de la série briançonnaise ;
- b- le contact est abondamment souligné par des évaporites, des cargneules et des mylonites ;
- c- le métamorphisme affectant les deux familles de nappes leur paraît inégal, le phénomène étant très clair plutôt vers le Sud. Ils opposent ainsi « une série profondément métamorphique » (les Schistes lustrés) à « une série à peine métamorphique et souvent fossilifère » (le matériel des nappes briançonnaises).

Toujours en 1920, ces deux auteurs individualiseront la klippe du Mont Jovet et compareront les calcschistes à certains types de Flyschs nummulitiques. Pour mémoire, il faut rappeler que M. Bertrand [1894] voulait y voir un flysch triasique.

Les deux auteurs attribuent enfin à l'ensemble des Schistes lustrés un âge compris entre le Trias moyen et le Nummulitique. Ils se basent pour cela sur deux points d'observation au niveau desquels apparaîtrait clairement le passage latéral des Schistes lustrés à des séries sédimentaires fossilifères. Faussement interprétés, ces

deux points concernent d'une part la région de Bourg-Saint-Maurice (passage des « Brèches de la Tarentaise », réputées liasiques à l'époque, aux « Schistes lustrés du Petit Saint Bernard ») ; d'autre part l'Apennin ligure, au nord-ouest de Gênes (sans doute le passage des Schistes lustrés du Groupe de Voltri à l'« Unité triasico-liasique » dite aussi du « Mte Gazzo-Isoverde » [Vanossi *et al.*, 1984].

En Italie, tout entier à ses découvertes de gisements fossilifères, des Val Grana, Val Maira et Val de Suse, S. Franchi affirme que les Schistes lustrés s'étalent du Trias supérieur jusque dans le Jurassique. En même temps il réfute l'existence de la nappe [1925]. C'est que regardant la chaîne de l'intérieur vers l'extérieur, la plupart des contacts anormaux propres aux nappes de Schistes lustrés, dépourvus d'évaporites et scellés par les plissements alpins synmétamorphes, ne lui apparaissaient pas.

Une excursion commune sur le revers oriental des Alpes ne permit pas de lever les malentendus.

La « nappe du Piémont » va pourtant s'ancrer peu à peu dans les esprits. E. Haug emploie ce terme pour la première fois en 1925 [après avoir parlé de « zone du Piémont », en 1896]. Il range sous cette dénomination le pli couché du Mont Rose et celui de la Dent Blanche ainsi que leurs enveloppes de Schistes lustrés. C'est à F. Hermann que l'on doit en fait une définition de la « Nappe du Piémont » [1938] assez proche de celle de l'ensemble nommé actuellement « liguro-piémontais ».

2.2. La Nappe du Piémont dans les travaux d'E. Raguin [1925-1930] et de F. Hermann [1908, 1925, 1927, 1930 et 1951]

L'une des premières monographies géologiques concernant notre région est due à E. Raguin. De 1925 à 1930 il étudie la transversale haute-Tarentaise - haute-Maurienne et publie, à côté d'un mémoire accompagné de coupes en couleurs, trois feuilles de la carte géologique de France à 1/50 000 : Petit Saint Bernard, Tignes et Lanslebourg [1930, 1931] (la partie italienne ayant été levée par F. Hermann). Les deux dernières venaient en remplacement des feuilles Tignes et Bonneval de la carte

à 1/80 000 levées par M. Bertrand [1889-1898]. Elève de P. Termier, Raguin va revoir et préciser les observations de son maître.

I- En haute-Maurienne, la nappe des Schistes lustrés est subdivisée en trois grands ensembles (cf. Deuxième partie, chapitre n° I).

II- Chaque nappe est déformée par des plis primaires ; l'édifice est affecté de replis secondaires. Ce concept de tectoniques superposées, plus ou moins énoncé par P. Termier, en 1907 est précisé. Les premiers plis, subméridiens, résultent de poussées se faisant d'Est en Ouest, et induisent « des plis laminés à l'extrême » ou des écaillés. L'auteur illustre son propos par un schéma très évocateur (fig. 7).

III- Le métamorphisme est essentiellement anté-tectonique. « A partir du moment où les charriages se sont déclenchés, les terrains ont été soustraits à la cause qui provoquait leur métamorphisme ». Il rejoignait en cela partiellement les vues de M. Bertrand.

Ainsi, Raguin puis Hermann sont-ils les premiers à percevoir la folle géométrie des Schistes lustrés dans notre région !

Le nom de F. Hermann est indiscutablement attaché à la très belle « Carte geologica delle Alpi Nord-Occidentali » à 1/200 000 [1938] ainsi qu'à ses stéréogrammes et tectonogrammes du Val d'Aoste.

De ces synthèses cartographiques, deux points vont particulièrement retenir notre attention :

2. 2. 1. Le domaine pennique peut être subdivisé en deux grandes parties :

I- Le Groupe pennin proprement dit, composé de la Nappe du Grand Saint Bernard, « l'élément tectonique de Dora Maira » et la Nappe Mont Rose-Arceza - Grand Paradis - Ambin.

II- La Nappe du Piémont. Selon Hermann, elle reste « posée en avant au-dessus du Groupe pennin ». C'est pour la première fois une définition claire de l'allochtonie complète des Schistes lustrés. F. Ellenberger opposera cette conception, qu'il nommera « théorie de l'allochtonie généralisée », à celle de Termier appelée « allochtonie

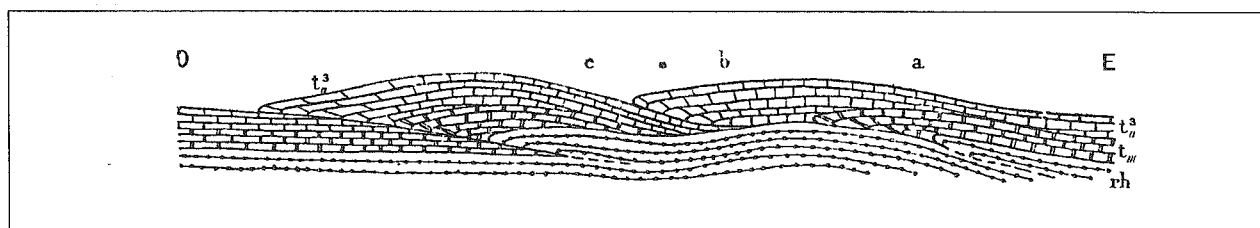


FIG. 7. — Coupe schématique de l'imbrication d'écaillés poussées de l'Est à l'Ouest imaginées par E. Raguin en Vanoise.

rh : Permo-houiller ; t /// : Quartzites triasiques ; t // : la série calcaire

Extraite de « Haute Tarentaise et Haute Maurienne » par E. Raguin, [1929] fig. 19, p. 86.

restreinte ». Appartiennent à cette nappe : **les Schistes lustrés du Piémont** (« calcschistes intimement pénétrés de lames d'intrusions simiques, de lames et d'écaillés sialiques - provenant de noyaux prétriasiques - et associés à des masses de Trias ») ; **la Nappe de la Dent Blanche** (Massifs Dent Blanche - Valpelline ; massif de Sésia et également une étroite bande de terrains situés à l'arrière de Sesia - dont les Schistes de Rimella - qu'il nomme « Élément tectonique du Canavese »). Ce dernier point est d'importance car, nous le verrons plus loin, la patrie de la nappe des Schistes lustrés peut être recherchée dans ce secteur en ce qui concerne nos Alpes et sera abondamment discutée, le problème étant à ce jour non résolu. F. Hermann place enfin le massif péridotitique de Lanzo (« Le Sima ») dans la Nappe du Piémont et relie ces affleurements à la zone d'anomalies positives de gravité Saluzzo-Ivrea-Locarno (plus tard appelée Anomalie gravimétrique d'Ivrée). Pour l'époque il s'agit d'une synthèse remarquable. Elle servira de référence pratiquement jusqu'à nos jours.

2. 2. 2. *En ce qui concerne plus spécialement la Nappe du Piémont*

F. Hermann rapporte à l'ensemble des Schistes lustrés, les terrains que la littérature géologique consacrera sous les termes de « Roches vertes du Versoyen » et de « Schistes lustrés du Petit Saint Bernard ». Nous verrons que cette idée fut aussi celle de H. Schoeller [1929] et R. Barbier [1951] et de beaucoup d'autres auteurs.

2. 3. **La Nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère, et la zone du Petit Saint Bernard. Les recherches de H. Schoeller [1924 à 1947]**

Elève de E. Haug, H. Schoeller va soutenir une brillante thèse sur la Nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère, poursuivant ainsi les travaux de son maître sur la zone des Aiguilles d'Arves [ou « zone de l'Embrunais », E. Haug, 1925 ; Ch. Lory, 1866]. Son mémoire publié en 1929 témoigne d'un travail absolument moderne. D'abord parce que l'auteur étudie une transversale. Il s'intéresse en effet à la bande de terrains comprise entre le bord occidental des klippen de Savoie et le front briançonnais inclus. Il propose donc un découpage structural et une évolution sédimentaire pour chaque domaine individualisé. Ensuite parce-que les éléments cartographiés possèdent des limites établies à partir d'une stratigraphie précise. Reprenant une partie des travaux de Kilian et Revil [1912], il établit la colonne stratigraphique de ce qui deviendra la « zone des Brèches de Tarentaise », remarquable par son flysch.

Deux des sujets de discussion de Schoeller nous intéressent particulièrement.

a- L'âge du flysch : pour l'auteur, il est nummulitique. Il n'y a pas de fossiles caractéristiques mais les séquences lithologiques de ce flysch sont analogues à celles des séries affleurant au Sud de l'Isère datées là par des Nummulites. Le terme de « Schistes lustrés » est définitivement abandonné pour ces formations. Il confirme les impressions de W. Kilian [1905, 1906, 1908] qui ne pouvait assimiler les formations de Tarentaise et du Val Ferret aux vrais « Schistes lustrés à pierre verte ».

b- La position des « Roches vertes du Versoyen et des Schistes lustrés du Petit Saint Bernard » ; il réunit ces deux entités en une « zone du Petit Saint Bernard » pour laquelle il établit une stratigraphie particulière. Les roches vertes seraient d'âge triasico-liasique, puisque postérieures au Trias dolomitique et antérieures aux schistes du Petit Saint Bernard datés par S. Franchi grâce à des Belemnites [1899, 1909].

Ces deux points fondamentaux établis, il recherche les prolongements structuraux de la « Nappe de l'Embrunais » et de la « zone du Petit Saint Bernard ». La première s'étend à l'arrière du Mont Blanc en Val Veni et en Val Ferret, jusqu'en Valais à l'arrière du massif du Gothard. Au delà, elle n'est plus représentée. La nappe de l'Embrunais passerait « en avant des plis du Simplon et du Tessin » et serait écrasée « entre ceux-ci et le massif du Saint Gothard et sa couverture sédimentaire ». La seconde pose problème et Schoeller écrit finalement [1929, p. 395] : « la zone en question pourrait être un équivalent des plis du Simplon » (à enveloppe de Schistes lustrés à roches vertes). « Il ne faut cependant pas oublier qu'il est également possible d'admettre qu'elle peut être un lambeau de recouvrement semblable à celui du Mont Jovet ».

Par ses coupes et ses schémas, et la remarquable carte Bourg Saint Maurice à 1/50 000 qui suivra, Schoeller est un novateur. C'est aussi à cette époque que le concept des ophiolites trouve un nouveau regain d'intérêt.

2. 4. **Steimann et la genèse des ophiolites**

On doit à Brongniart [1821] la plus ancienne monographie sur les ophiolites [in G.C. Amstutz, 1980]. L'auteur décrivait déjà une association de quatre ensembles de roches. 1. des ultrabasites ; 2. des gabbros ; 3. l'association diabase-spilite et 4. des cherts. Un siècle plus tard, Steimann d'une part et Benson d'autre part tentaient d'expliquer la genèse de ces complexes. Après s'être fait connaître dans les Préalpes en 1905 [op. cit. in Masson, 1976] et à la même époque que Benson [op. cit. in Galli et al., 1972], Steimann définit, en 1926-1927, la trilogie ophiolitique. Elle est basée sur l'observation de l'association suivante : sédiments abyssaux d'âge Jurassique - Crétacé - roches basiques - roches ultrabasiques. Elle résulte d'un processus d'évolution génétique particulier que nous avons résumé à l'aide de

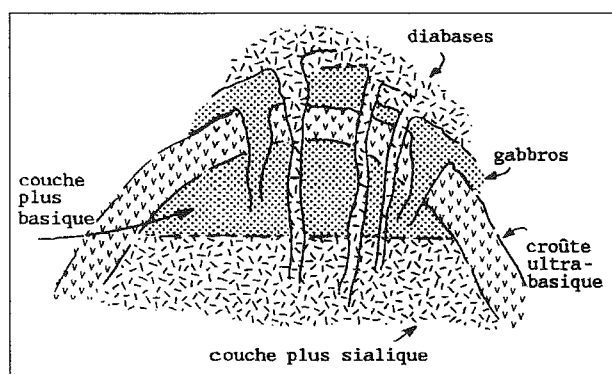


Fig. 8. – Schéma d'évolution d'un complexe ophiolitique selon G. Steinmann [1927].

la figure 8. Les serpentinites, les gabbros et les diabases dériveraient d'une intrusion magmatique très basique différenciée anti-gravitairement, entraînant la formation d'un bicouche protégé par une carapace ultrabasique. L'élément supérieur du bicouche serait plutôt basique, l'inférieur plus sialique. Chaque élément viendrait alimenter, au-travers de la carapace, d'une part les gabbros, d'autre part les basaltes et les diabases.

Comme on le sait, ce modèle co-magmatique fût progressivement abandonné et remplacé par celui polymagmatique qui souligne l'absence de rapports cogénétiques entre le matériel ultrabasique et l'ensemble des complexes filoniens et des coulées sous-marines.

C'est ce dernier modèle qui sera appliqué à la plupart des chaînes à matériel ophiolitique du domaine mésogéen [Juteau *et al.*, 1973] et bien entendu à nos régions [Vuagnat, 1946 ; Lemoine, 1971 ; Elter, G., 1971].

Auparavant, d'importants travaux sont venus préciser l'évolution géodynamique du domaine pennique aussi bien avant la seconde guerre mondiale que peu après.

2. 5. Les unités penniques frontales des Alpes françaises. Les travaux de Gignoux, Moret et Schneegans [1925-1938]

Le schéma structural ordonné des unités penniques frontales, tant au Sud qu'au Nord du Pelvoux, sera progressivement établi par l'école de Grenoble. C'est en 1938 que vont ainsi être définies les zones dites subbriançonnaise et ultra-dauphinoise.

L. Moret [1925], s'inspirant d'un schéma de Kilian et Staub, et M. Gignoux [1927], proposeront séparément puis ensemble, en 1931 et 1934 un schéma structural des Alpes françaises dont les grandes lignes resteront peu modifiées jusqu'à nous. Précisé [jusqu'en 1947], il servira de base en effet à tous ceux que nous connaissons aujourd'hui (fig. 9). Se calant sur un découpage proposé en Suisse,

M. Gignoux et L. Moret [1934] séparent les Alpes franco-italiennes en deux grands ensembles, la Zone externe (équivalente des Helvétides) et la Zone interne (équivalente des Pennides). Cette dernière, limitée à son front par le « chevauchement pennique frontal » est composée de trois grandes zones :

I- la « zone subbriançonnaise » (comportant les unités à flyschs réputés tertiaires dont ceux des Aiguilles d'Arves et de Tarentaise) ;

II- la « Grande nappe briançonnaise » (formée elle-même de trois sous-ensembles) :

a- la « zone mésozoïque briançonnaise occidentale », les Roches vertes du Versoyen et les Schistes du Petit Saint Bernard ;

b- la « zone houillère briançonnaise », Houiller normal plus Permo-houiller métamorphique ainsi que leurs couvertures ;

c- la « zone mésozoïque briançonnaise orientale », Nappe de la Grande Motte ;

III- enfin, la « zone du Piémont » constituée par les massifs cristallins internes, les Schistes lustrés, ainsi que par les matériaux des géanticlinaux de la Dent Blanche et du Mont Dolin.

Cette zone interne est alors perçue au Secondaire comme occupée d'Ouest en Est, par le géanticlinal briançonnais accidenté de cordillères et de sillons et par une grande fosse, le géosynclinal alpin.

Peu avant la seconde guerre mondiale, seront alors séparées les zones ultra-dauphinoise et sub-briançonnaise. La première, ex-zone des Aiguilles d'Arves, deviendra pour Schneegans [1938] la Nappe des Aiguilles d'Arves, issue d'une cordillère pennique externe, d'âge secondaire. Antoine [1970] adoptera ce dernier qualificatif pour la zone des Brèches de Tarentaise ou zone valaisane. La deuxième, ou zone subbriançonnaise était l'unité la plus externe des nappes de l'Embrunais-Ubaye (« Digitation du Piolit ») et correspondait à un sillon (« Sillon du Pas du Roc »).

Ralenties ou interrompues par la guerre, les recherches concernant ces domaines reprendront après, avec R. Barbier.

2. 6. L'évolution géodynamique de la nappe du Grand Saint Bernard. Les travaux d'Ellenberger [à partir de 1947] et d'Amstutz [1935 à 1980]

Adoptant comme fil conducteur les idées de Gignoux, Ellenberger met au point la stratigraphie de la Vanoise. Les colonnes qu'il propose demeurent classiques et actuelles ; elles servent même de références pour des domaines voisins. Pour l'auteur, « cette série briançonnaise intégrale, aussi hétérogène soit-elle, forme

en France un tout inséparable » [in Trümpy et Haccard, 1969, p. 386]. Avec J. Goguel [1952] il étend ses conclusions au massif d'Ambin et précise la colonne stratigraphique des écaïles mésozoïques (de faciès Vanoise) apparaissant en couverture de ce massif, recouvertes par la nappe des Schistes lustrés. De cette époque date la dénomination « zone Vanoise - Mont Pourri - Ambin ».

L'orogénèse embryonnaire mésozoïque, chère à Argand, n'apparaît pas dans les schémas d'évolution de F. Ellenberger. Sa « série briançonnaise intégrale » montre en effet clairement que « vers le milieu de l'Eocène, presque tout le travail orogénique restait encore à accomplir » [1958, p. 457].

De ses analyses structurales nous retiendrons tout spécialement quatre points fondamentaux :

I- Le décollement et la translation généralisés de la couverture mésozoïque compliquent singulièrement les reconstitutions paléogéographiques. Ainsi « la vraie couverture post-triasique de la Zone Houillère nous est inconnue au Nord de l'Arc. Les massifs calcaires de Vanoise occidentale sont probablement tous issus de la Zone Vanoise - Mont Pourri ».

I-. La chronologie de l'évolution tectono-métamorphique de la Vanoise comporte trois étapes essentielles :

a- mise en place de la nappe des Schistes lustrés, par gravité, sur la Vanoise, sans métamorphisme. Nous verrons que les schistes lustrés étaient déjà métamorphisés avant leur translation sur la Vanoise ;

b- plissement synschisteux généralisé de l'édifice briançonna-piémontais ainsi constitué et genèse du rétroécoulement ;

c- mise en place tangentielle majeure tardive, vers l'extérieur, de cet édifice sur la zone houillère.

III- Le schéma structural de la Vanoise, initialement dessiné par Gignoux et Moret, est considérablement précisé ; une coupe géologique à 1/250 000 des Alpes de Savoie et des Alpes Graies explicite cette carte. Elle reste moderne. Elle fût reprise d'ailleurs tout récemment à l'époque de la définition du programme français de forages profonds [G.P.F., 1982 - Chaînes récentes du Sud-Est de la France, p. 23, fig. 8].

IV- Le métamorphisme alpin en Vanoise ne serait ni géosynclinal, ni anté-tectonique. Il est dû à l'empilement de nappes internes dont des unités austro-alpines. La surcharge crée une dépression, une fosse à enfoncement rapide : « le géosynclinal de nappes ». L'image de ce métamorphisme de Vanoise est quelque peu différente actuellement comme nous le verrons plus loin.

En Suisse, à la même époque, Amstutz tente de déchiffrer l'évolution des structures des Alpes centrales, du Mont Rose au Tessin. Surprenante par de nombreuses originalités, son oeuvre rencontrera peu d'échos. C'est

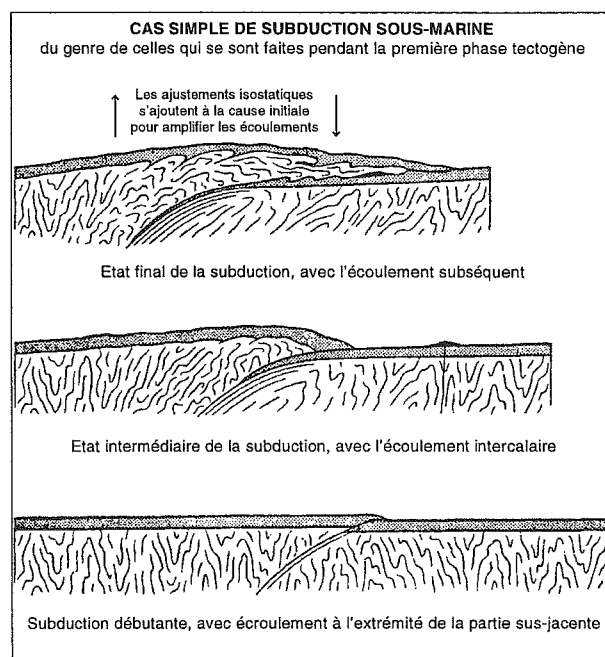


FIG. 10. - Les cisaillements au travers de l'écorce terrestre, ou subduction, selon A. Amstutz [1955], [Extrait des *Comptes rendus de l'Académie des Sciences* t. 241, p. 967-969, séance du 10 octobre 1955].

que, structuraliste, l'objet fondamental de ses investigations demeurera les structures rétrodéversées unissant la nappe du Grand Saint Bernard au Mont Rose. Ainsi du point de vue paléogéographique il se placera en retrait de P. Termier, E. Raguin ou F. Hermann.

A partir de 1935, il définira ses conceptions dans une multitude de courtes notes ; un schéma évolutif récapitulatif ne sera cependant publié qu'à partir de 1971. Dans ce dernier apparaissent clairement les grandes étapes tectogénétiques alpines et en particulier la première, finijurassique, qu'il caractérise ainsi : « Subduction cisailante (phénomène primordial) puis écoulement par gravité (phénomène complémentaire et amplificateur) de masses paléozoïques et mésozoïques Saint Bernard dans la fosse Mont Rose ». On note ici l'emploi du mot subduction. Ce concept, introduit par Amstutz dès 1955 (fig. 10), a trouvé une place honorable avec ceux généraux de la tectonique des plaques [cf. White *et al.*, 1970].

Amstutz est aussi à l'origine de deux idées originales qui connaîtront des fortunes diverses, le transport longitudinal des nappes et les subductions éocène et oligocène au front du domaine pennique.

Ellenberger, qui réalisa des courses communes avec l'auteur ne cessa d'affirmer qu'à défaut de stratigraphie claire le développement d'un modèle structural alpin dans ce secteur restait illusoire.

L'éclairage nouveau que jettent les résultats d'Ellenberger sur la Vanoise fait indirectement apparaître deux zones d'ombres : celles des nappes bordant tant à l'Ouest qu'à l'Est le Briançonnais de Vanoise. Les lignes qui suivent permettent de retracer l'état des connaissances

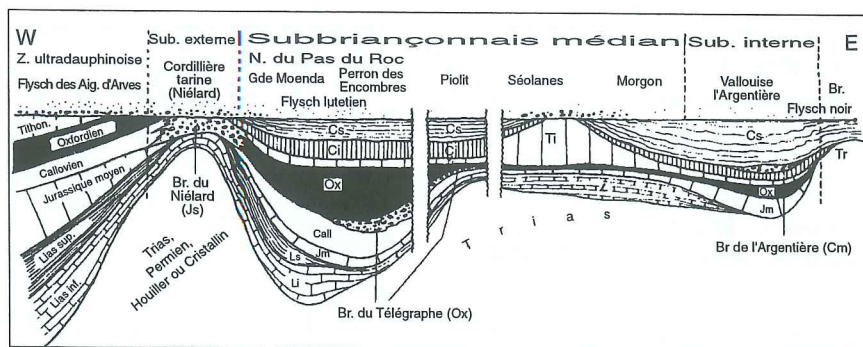


Fig. 11. – Stratigraphie de la zone subbriançonnaise. Extrait de R. Barbier, J.P. Bloch & coll. dans *Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot*, [1960-1963], Soc. Géol. Fr. éd., Paris, II, 334.

les concernant à l'époque des travaux d'Ellenberger ainsi que les développements ultérieurs.

2. 7. Retour aux unités penniques frontales. Les travaux de Barbier, Debelmas, Kerckove et Antoine

Le schéma structural de Gignoux et Moret [1934] est modifié successivement par Barbier [1948], Debelmas [1957] et Barbier *et al.*, [1960-1963], (fig. 11).

Au Nord du Pelvoux, la zone sub-briançonnaise est faite de deux nappes, l'une externe ou nappe des Brèches de Tarentaise, l'autre interne ou nappe du Pas du Roc. Elles s'opposent par leur histoire anté-nummulitique (faciès dits de « cordillère » dans la première d'où le nom de « cordillère tarine » attribué à ce domaine avant le Tertiaire ; faciès de « sillon » dans la seconde); elles s'assemblent par leur flysch, de mêmes faciès, attribué au Nummulitique dans la première, clairement daté par des Nummulites dans la seconde.

La notion de cordillère est revue par Debelmas [1957, p. 463]. Contrairement aux propositions d'Argand, il s'agirait d'un haut-fond dépourvu d'embryotectonique et de durée restreinte. La même idée était émise par Trümpy à la même époque [1957, p. 457].

Toutefois, deux problèmes restaient encore obscurs : d'une part celui des rapports entre la zone des Brèches de Tarentaise et la zone dite ultra-dauphinoise [Barbier, 1948] ; celui également des Roches Vertes du Versoyen et des Schistes lustrés du Petit Saint Bernard.

Dans le nouveau schéma proposé en 1966, Barbier et Debelmas (fig. 12) séparent deux grands types d'unités :

I- Celles riches en faciès de haut-fond, plissés et érodés avant le dépôt du flysch nummulitique. Par leur flysch, reposant donc sur « un même accident ancien » il y a « toutes les chances » que la zone ultra-dauphinoise et la zone des Brèches de Tarentaise « appartiennent à un même ensemble paléogéographique ».

II- Celles comportant des séries moins lacunaires, moins « orogéniques », localement assez proches de celles

du Briançonnais notamment en ce qui concerne le Crétacé supérieur et le Nummulitique : Médianes Plastiques et Nappe du Pas du Roc sur notre transversale. Elles formeraient la véritable zone sub-briançonnaise (zone sub-briançonnaise s.s.) et correspondraient « aux sédiments déposés sur la déclivité du géanticlinal briançonnais ».

Dans un tel schéma, les Roches Vertes du Versoyen (appartenant toujours à la zone du Petit Saint Bernard de H. Schoeller) restent d'attribution incertaine.

Quarante ans après Schoeller, P. Antoine aborde les problèmes du front pennique, de Bourg-Saint-Maurice en France, jusqu'en Valais suisse, au moment où s'élaborent les essais de synthèse du domaine sub-briançonnais (fig. 13). Le nouveau schéma structural qu'il propose

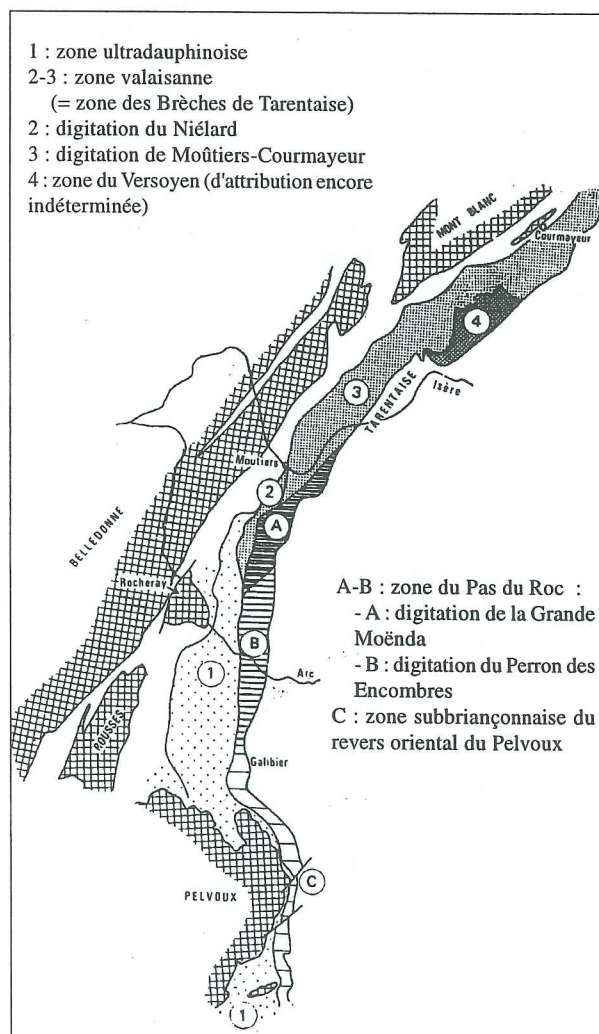


Fig. 12. – Schéma structural des zones ultra-dauphinoise, valaisanne et subbriançonnaise, au nord du Pelvoux.

Extrait de R. Barbier & J. Debelmas, *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 42, [1966], 101.

[Antoine, 1971, fig. 87] s'apparente à celui établi plus au Sud par R. Barbier. L'originalité de ce travail réside dans l'attribution paléogéographique qu'il donne des Roches Vertes. Séparées de l'Unité du Petit Saint Bernard, elles sont rattachées à la série de la zone des Brèches de Tarentaise. Cette dernière devient la zone valaisane, comparable à celle proposée en Valais par R. Trümpy [dénomination tirée du « géosynclinal valaisan » de Haug, 1909].

Pour P. Antoine, « la liaison primaire, d'ordre stratigraphique, de la série du Versoyen avec le flysch est sans doute la conclusion capitale sur le plan géodynamique ». Ces propositions vont dans le même sens que celles de Trümpy [1957] ; Zulauf [1964] et Loubat [1965, 1968] ; elles s'opposent clairement à celles de G. et P. Elter [1965] et de Bocquet [1974] notamment.

Enfin, l'analyse sédimentologique détaillée du flysch conduit P. Antoine [1965] à la découverte de microfaunes planctoniques permettant d'attribuer la série au Crétacé supérieur.

Ainsi les caractères du bassin valaisan pouvaient-ils être résumés de la sorte [Antoine et Barbier, 1978] : « il s'agit d'un bassin s'ouvrant progressivement de la Suisse au Nord-Est jusqu'en France à l'Ouest - Sud-Ouest ». Les dépôts de flysch sont d'âge crétacé supérieur basal à l'Est, crétacé supérieur voire paléocène à l'Ouest ; ils passent même au flysch d'âge priabonien de la zone dite ultradauphinoise au niveau d'une unité charnière, l'unité dite du Niélard au Sud de Modûters, « valaisane » par son substratum, « ultradauphinoise » par son flysch. Au Crétacé inférieur à moyen, des ophiolites (les Roches Vertes du Versoyen), se mettent en place sur le fond de ce bassin.

Et les reconstitutions paléogéographiques feront progressivement de ce bassin une dépendance septentrionale de l'aire océanique piémontaise [Debelmas, 1975 ; Chorowicz et Geyssant, 1976 ; Durand Delga, 1980], cf. figure 13.

Pratiquement à la même époque, mais au Sud du Pelvoux, Kerckhove reprend l'examen des unités sub-briançonnaises et s'attaque au problème du Flysch à Helminthoïdes.

Dès les premières campagnes [1958-1961], Kerckhove montre que le Flysch à Helminthoïdes ne peut plus être considéré comme le terme le plus récent de la série détritique tertiaire briançonnaise (position assignée à ce dernier jusqu'alors, cf. fig. 9), et ce, malgré les très intéressantes découvertes de Debelmas et Lemoine [1955], Lanteaume [1956] et Latreille [1957]. La mise en évidence d'« Ophiolites de Schistes lustrés », exempts de métamorphisme alpin, à la base de la nappe du Flysch [1961] attestait la provenance « briançonnaise », voire ultra-pennique, du Flysch à Helminthoïdes de l'Ubaye, confirmant ainsi les travaux de Lanteaume en Ligurie. Poursuivant selon cette nouvelle logique, Kerckhove parvient

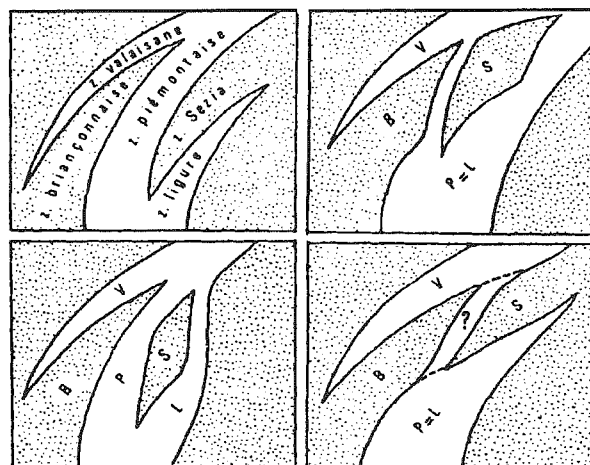


FIG. 13. – Schémas palinspastiques des rapports entre les plaques européenne et sud-alpine (en pointillé : socles granito-gneissiques ; en blanc : zones à croûte océanique (ou continentale amincie) [Extrait de J. Debelmas, 1975, 199, fig. 3].

à différencier le flysch noir nummulitique pennique du flysch noir dit « complexe de base », néocrétacé, de la base du Flysch à Helminthoïdes. Par ses faciès, ce complexe de base est parallélisé avec celui de Ligurie rapporté au Cénomano-Turonien [Lanteaume, 1962 ; Lanteaume et Haccard, 1960]. Les études sédimentologiques de l'auteur, le conduiront à développer le concept de complexe tectono-sédimentaire, ou de « Schistes à blocs », sorte de vastes coulées de boues denses sous-marines encore appelées « olistostromes » [1969, 1975], suivant en cela Beneo [1949] et Florès [1955]. Kerckhove reconstituera ainsi les diverses étapes de l'évolution du bassin nummulitique externe et notamment celle du comblement de ce bassin par l'arrivée, en partie sous-marine, des premières nappes du Flysch à Helminthoïdes (fig. 14).

Dans son travail récent, Deville [1987] montre que les Schistes lustrés de l'unité de la Pointe du Grand Vallon en Vanoise, possèdent, au métamorphisme alpin près, des caractères sédimentologiques et stratigraphiques identiques à ceux du Flysch à Helminthoïdes.

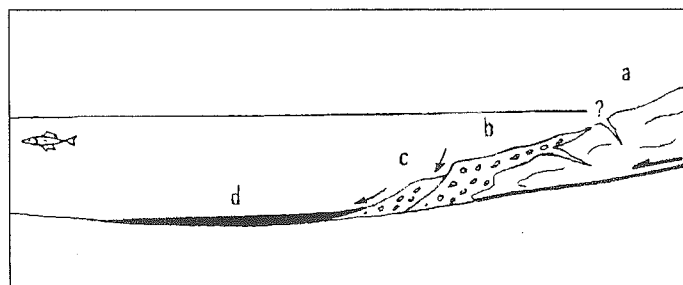


FIG. 14. – Schéma de la dynamique des olistostromes en Embrunais-Ubaye [Kerckhove, 1975, fig. 5]. Mise en place de la première nappe de Flysch à Helminthoïdes (Nappe de l'Autapie).

(a) : flysch de la nappe ; (b) : talus d'ébouillements instables ; (c) : glissements sous-marins ; (d) : olistostromes.

2. 8. Les premières études modernes sur les Schistes lustrés piémontais [1950-1970]

Nombreux sont les auteurs qui viennent préciser l'image que l'on se faisait de ces matériaux et notamment Nicolas et G. Elter dans les Alpes Graies, Lemoine et Michard dans les Alpes Cottiennes.

Des travaux de R. Michel [1952, 1953, 1955 et 1961] nous retiendrons plus spécialement l'analyse du gisement des gneiss albitiques et des prasinites dans les Schistes lustrés. L'auteur montre que ces ensembles pétrographiques peuvent être régulièrement interstratifiés dans les « Schistes lustrés » ; ils ne représentent donc pas tous des écaillles tectoniques comme l'imaginait Hermann.

Aux travaux essentiellement pétrographique de R. Michel fera suite un remarquable essai de découpage des « Schistes lustrés » en unités lithologiques, réalisé par les géologues d'E.D.F. au cours des grands aménagements hydroélectriques des hautes vallées de la Tarentaise et de la Maurienne. Après J. Goguel en effet [1955], qui décrira en rive droite de l'Arc près de Bonneval sur Arc, le même type de coupe que celle proposée par E. Raguin [1929] en rive gauche, est tentée la première interprétation lithologique et structurale de la région du Mont Cenis [1958]. Elle restera malheureusement inédite. On analysera au chapitre I de la deuxième partie le découpage de la nappe des Schistes lustrés en quatre unités distinctes que les auteurs proposent, ainsi que le modèle de mise en place de ces ensembles.

Sur les traces de R. Michel, A. Nicolas analyse les Schistes lustrés de l'ensellement des Stura, depuis les massifs de Sesia et de Lanzo à l'Est, jusqu'à ceux du Grand Paradis et de Dora Maira à l'Ouest. Ses résultats, nouveaux, concernent (I) l'organisation d'un complexe ophiolitique et le cadre structural des lherzolites dont celles de Lanzo ; (II) le métamorphisme alpin et les linéations minérales et (III) la géochimie des Roches Vertes [1966 à 1969].

I- L'organisation d'un complexe ophiolitique. Il comporte la succession suivante : péridotites associées à des serpentines ; gabbros et enfin « des roches à structure fine et à chimisme de basalte ou de dolérite ». Ce complexe stratifié se met en place au dessus ou dans des séquences sédimentaires d'âge jurassico-crétacé, ou même directement au-dessus du socle Sesia (fig. 15). Ainsi, pour l'auteur, les Schistes lustrés, les ophiolites et les lherzolites (dont Lanzo) appartiennent à un même ensemble antérieurement à l'orogénèse alpine. La figure 15 résume cette conception de série unique des Schistes lustrés.

II- Le métamorphisme alpin et les linéations minérales. Nicolas retrouve les deux grands épisodes tectoniques mis en évidence plus au Sud par P. Vialon [1962] et N. Chatterjee [1963] et démontre l'existence de deux autres phases plus anciennes, à partir de considérations structurales. La première de ces phases est tectogéniquement essentielle puisqu'elle serait

responsable d'une déformation synschisteuse intense en climat écolitique et en même temps responsable d'un transport vers l'Ouest - Nord-Ouest de la Nappe des Schistes lustrés [1969], cf. fig. 16.

III- La géochimie des Roches Vertes. Nicolas montre que prasinites et gabbros sont liés chimiquement et pétrologiquement. En revanche, un hiatus de nature chimique sépare les gabbros des roches ultrabasiques.

A partir de 1969 cependant, à la lumière de nouvelles données pétrologiques essentiellement, Nicolas écartera le massif péridotitique de Lanzo du complexe des Schistes lustrés et attribuera ces matériaux à un coin de manteau sous continental monté à travers l'écorce terrestre dans une zone de « racines » (« High température péridotites » de Green ou « Péridotites des zones de racines » de Den Tex). Les travaux ultérieurs de Boudier [1976] iront dans le même sens.

Dans les Alpes cottiennes et en Corse, se déroulaient à la même époque les recherches de Lemoine [à partir de 1954], de Michard [à partir de 1958] et dans une moindre mesure, de Vuagnat. Comparant leurs coupes respectives, Lemoine et Michard [1963] proposent de différencier deux ensembles distincts de « Schistes lustrés » :

1. « les Schistes lustrés s.s. , ensemble de phyllades, calcschistes et calcaires marmoréens, associés à des ophiolites ;

2. les séries à base triasico-liasique datée, à niveaux de brèches, sans ophiolites ».

Les premiers sont « en contact anormal évident avec les seconds dont la base comprend du Lias fossilifère » et qui n'ont pas non plus de rapports normaux, ni avec la zone briançonnaise, ni avec le massif Dora Maira ».

Plusieurs hypothèses sont envisagées pour expliquer cette dualité. La première admet « l'existence d'une série stratigraphique piémontaise unique qui se serait trouvée par la suite clivée, -diverticulée-, suivant des niveaux de décollement préférentiels dirigés par la stratigraphie ». Ainsi auraient pu apparaître tectoniquement trois types d'unités différents : des unités à série triasique et éojurassique (et mésojurassique ?) ; des unités de Schistes lustrés (à ophiolites) d'âge néojurassique éocénacé ; enfin, des Flyschs néocrétacés (Flysch à Helminthoïdes, et d'autres?). La seconde hypothèse formulée consiste à voir les Schistes lustrés s.s. à ophiolites comme les sédiments d'un « bassin piémontais interne » et les séries à Trias et Lias fossilifères comme appartenant à un « bassin piémontais externe », ces deux bassins ayant pu être séparés par un haut fond qui correspond en gros à l'actuel massif de Dora Maira. A défaut d'arguments décisifs Lemoine et Michard ne tranchent pas en faveur de l'une ou de l'autre de ces propositions et précisent même que la solution de ce problème pourrait provenir de la combinaison d'éléments des hypothèses esquissées.

A la même époque, en Corse, Delcey et Meunier [1965 et 1966] proposaient de rapporter les Schistes lustrés de Corse septentrionale à une série unique déposée sur le

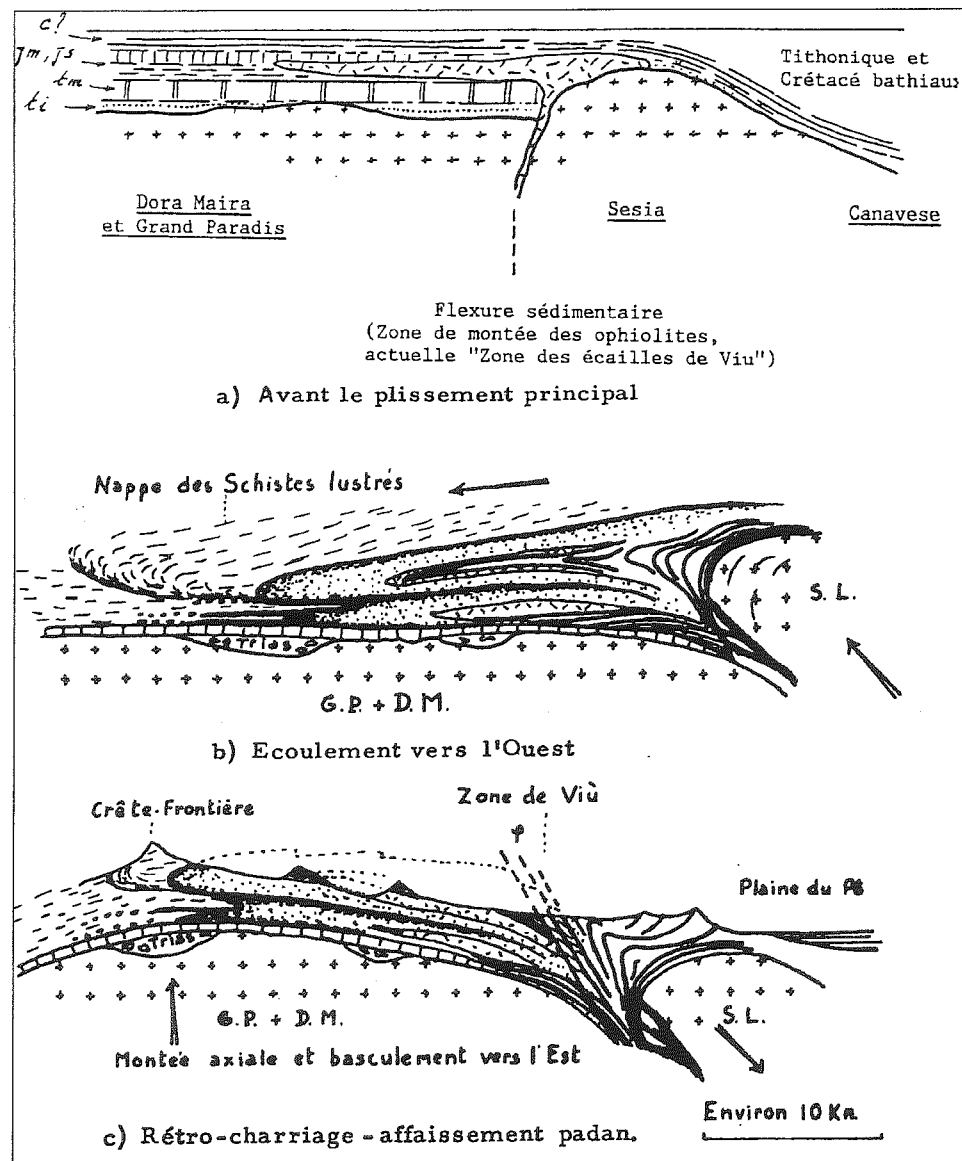


FIG. 15. – Evolution structurale des Schistes lustrés de l'ensellement des Stura. Extrait de Nicolas, [1966], p. 279 (schéma a, modifié et complété).

Principaux faciès et minéraux	Déformations et épisodes métamorphiques				
	Déformation I métamorphisme faciès Eclogite Schistes à glaucophane	Déformation II métamorphisme à crossite/ amphibole bleu vert	Métamorphisme faciès Schistes verts (Barrow)	Déformation III	Déformation IV
<i>Roches vertes</i> (prasinites, gabbros méta.)					
Almandin-pyropo					
omphacite					
allanite					
pistacite					
phengite (paragonite)					
glaucophane					
crossite					
amphibole bleu-vert					
trémolite-actinote					
chlorite					
biotite verte					
clinozoisite					
albite					
<i>Schistes lustrés- gneiss minuti</i>					
phengite					
chloritoïde					
grenat					
calcite					
quartz					
chlorite					
biotite verte					
tourmaline					
<i>Roches ultrabasiqes</i>					
Antigorite 1					
Antigorite 2					
chlorite magnésienne					

FIG. 16. – Succession des déformations et des paragenèses métamorphiques des Schistes lustrés piémontais, [extrait de Nicolas, p. 374].

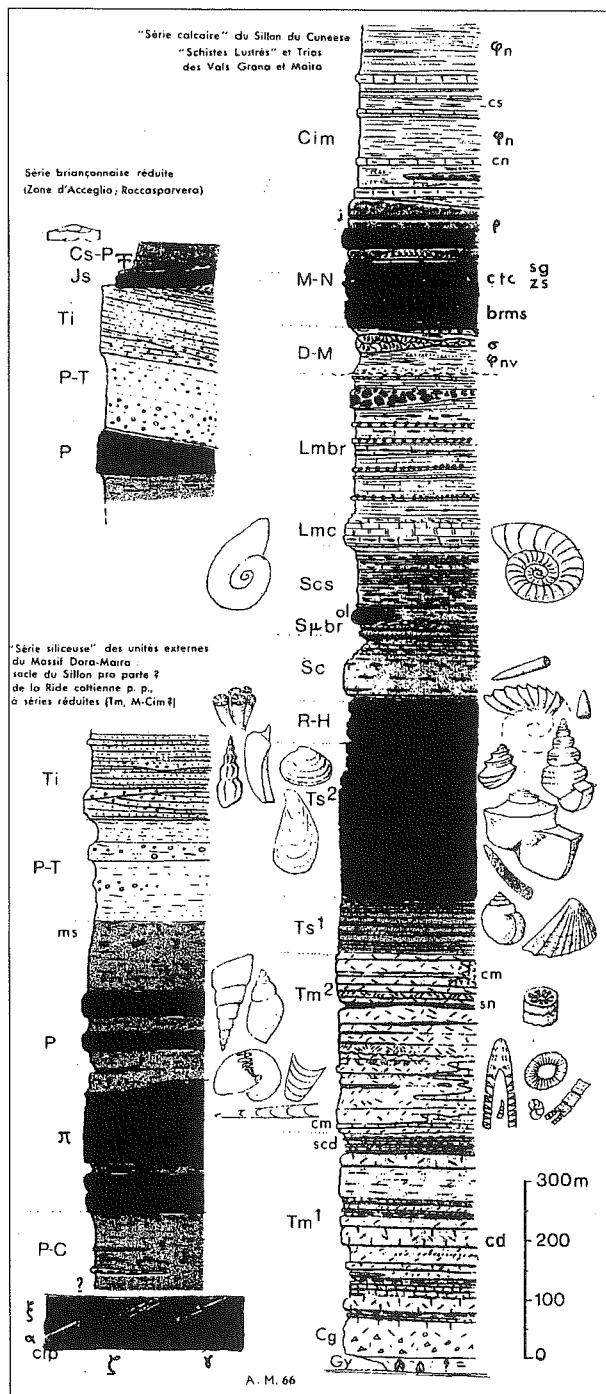


FIG. 17. — Colonnes stratigraphiques des unités de Schistes lustrés des Alpes cottiennes méridionales, [extraite de A. Michard, 1967 ; Pl. hors-texte " Carte géologique de la zone piémontaise dans les Alpes cottiennes méridionales "].

Permien terminal du massif du Tenda et s'achevant par des prasinites rapportées à la fin du Jurassique. Cette série peu développée dépourvue d'assises dolomitiques triasiques, sinon en amas lenticulaires très localisés ne pouvait pas s'apparenter en l'état à celles décrites par Lemoine et Michard beaucoup plus épaisses et à Lias fossilifère.

Curieusement les premières coupes de Raguin en Savoie [1929] et les synthèses d'Hermann [1938]

paraissent oubliées. Elles auraient pu faciliter les tentatives de caractérisation des séries de « Schistes lustrés ». La pétrographie et les comparaisons menées avec l'Apennin par Lemoine allaient être à l'origine de nouveaux progrès.

Tandis que Michard, avec Sturani [1964], ou seul [1966, 1967] optait définitivement pour un seul type de série de Schistes lustrés (fig. 17) déposée sur une croûte continentale à l'intérieur d'un sillon unique (le sillon du Cuneese), Lemoine adoptait un schéma opposé, polygéniste, en liaison avec Haccard [1970] ou avec Steen et Vuagnat [1970].

En 1971, il propose, à titre d'hypothèse de travail, « de voir dans la zone piémontaise, un ensemble composite d'unités tectoniques caractérisées par des séries stratigraphiques différentes (au moins trois) issues de domaines paléogéographiques distincts ». Il ajoute : «... il est possible que certaines de ces unités soient issues de domaines qui auraient comporté une croûte de type océanique. ... il semble ... prématuré de se demander si cet hypothétique domaine à croûte océanique ... appartenait à un vaste « océan téthysien » comparable à l'Atlantique actuel, ou bien si, probablement, il s'insère dans une « mosaïque » de blocs sialiques et d'aires océaniques limitées ». Il rend compte de ses hypothèses à l'aide de coupes paléogéographiques schématisées des futures Alpes occidentales supposées faites au Jurassique supérieur (fig. 18). La coupe 2 de cette figure s'apparente à celle proposée par Nicolas en 1966 (fig. 15). La coupe 4 est intéressante en ce sens qu'elle matérialise deux bassins dont l'un à l'Est de Dora Maira posséderait une croûte océanique et l'autre, situé entre le Briançonnais et Dora Maira serait à croûte continentale et comporterait des venues volcaniques sous-marines. Comme on le devine, les idées modernes de la toute nouvelle théorie des plaques commençaient à influencer les géologues alpins. Des doutes subsistent toujours, même chez G. Elter, qui la même année [1971], franchira toutefois un peu plus le pas, prenant encore une fois appui sur les données pétrographiques et stratigraphiques de l'Apennin septentrional dont celles de Decandia et Elter, 1969, (fig. 19) et Bezzi et Picardo, 1971.

De la note de G. Elter deux points fondamentaux méritent d'être rappelés. Le premier est d'ordre général. Il s'agit du premier schéma cohérent intégrant l'essentiel des données de terrains concernant les Schistes lustrés et les ophiolites des Alpes graies. Dans ce schéma (fig. 20), deux domaines distincts à Schistes lustrés sont différenciés : l'un à croûte sialique dépourvu de vraies ophiolites (« faux Schistes lustrés »), l'autre à substratum océanique (« vrais Schistes lustrés »). L'autre point fondamental soulevé par Elter, concerne la classification des ophiolites. A côté des matériaux « simiques » qui formaient le soubassement originel du bassin océanique, l'auteur distingue d'une part des prasinites et des métagabbros provenant d'une fusion partielle du « Sima sub-crustal » au moment des décompressions causées par les déchirements crustaux sialiques et, d'autre part, des prasinites ovarditiques et des gneiss « formant des

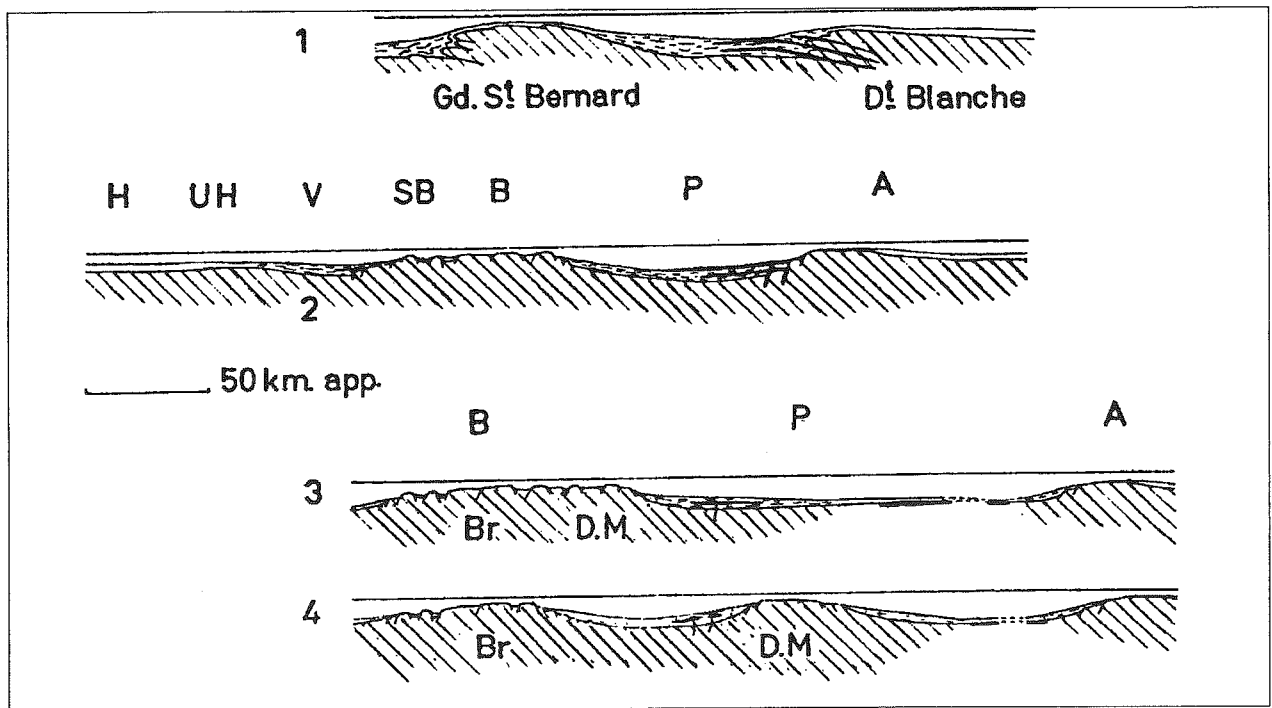


FIG. 18. – Coupes paléogéographiques schématisées à travers les futures Alpes occidentales ou centrales, supposées faites vers le Jurassique supérieur : quelques interprétations [extraite de M. Lemoine, 1971, p. 197, fig. 8].

Domaines paléogéographiques : H, Helvétique; UH, Ultrahelvétique; V, Valaisan; SB, Sub-briançonnais, B, Briançonnais, P, Piémontais, A, Austro-Alpin.

- 1, Inspiré de E. Argand: Les « géanticlinaux » briançonnais (Grand-Saint-Bernard) et de la Dent Blanche sont considérés comme des « nappes embryonnaires » déjà en marche au Jurassique. Injection des ophiolites le long des surfaces listriques (cette interprétation n'a plus actuellement qu'une valeur historique). - 2, Inspiré de Lemoine [1962], Trumphy [1965, 1969]: Le domaine briançonnais, haut-fond relatif, est représenté comme un horst. L'émission des ophiolites piémontaises serait liée à des fractures bordant un horst austro-alpin (Dent Blanche) à la marge interne de la fosse piémontaise. Ces ophiolites, coulées sous-marines et intrusions, s'intercalent au sein du complexe des Calcschistes piémontais. Cette hypothèse ne préjuge pas de la nature, continentale ou océanique, de la croûte sous-jacente. - 3 et 4, Deux modifications possibles de la section 2, dans l'hypothèse où une partie du domaine piémontais se serait développée sur une croûte de type océanique (série de Chabrière par exemple).

Les séries réduites, couvertures des socles briançonnais (Br) et Dora-Maira (D.M - « ride cottienne » de A. Michard, [1967]) peuvent être soit voisines (coupe 3), soit séparées (coupe 4) par une fosse de Schistes lustrés pauvres en ophiolites, comparable au sillon valaisan (avec des séries de type Gondran ou Val Grana). Une autre partie des Schistes lustrés peut également correspondre à des « prismes » sédimentaires le long d'une marge continentale. Mais on a indiqué également la possibilité qu'une partie des « Schistes lustrés » corresponde à une couverture sédimentaire, d'âge Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (ex.: série de Chabrière), déposée sur une croûte océanique; cette hypothèse, parfaitement plausible, n'est nullement démontrée, et un schéma du type de la coupe 2 reste parfaitement valable dans l'état actuel de nos connaissances.

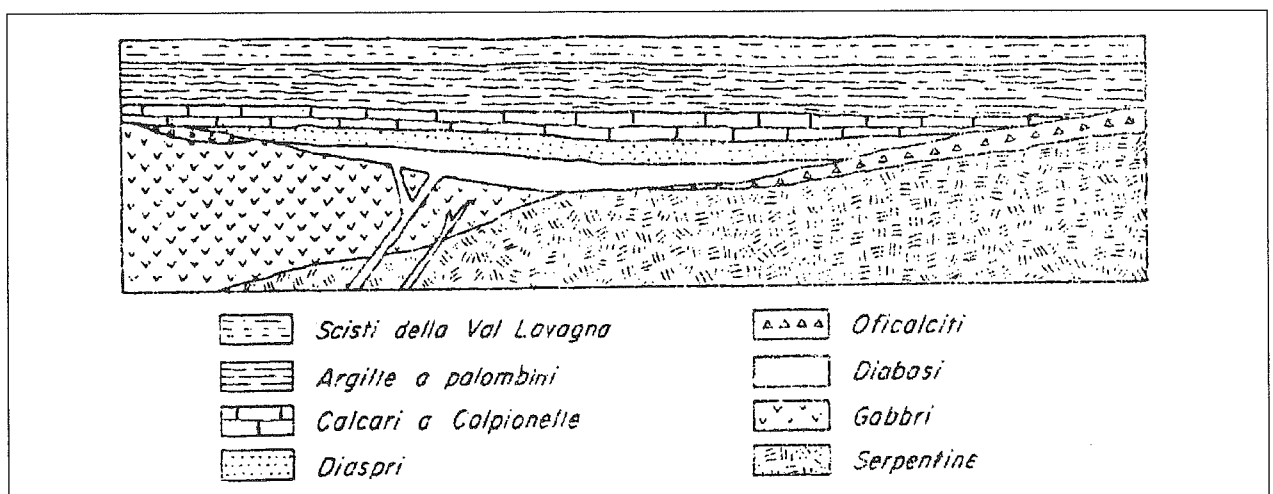


FIG. 19. – Schéma des rapports existants entre les ophiolites et les terrains de la couverture sédimentaire dans la zone du Bracco, [extraite de Decandia & Elter, 1969, p. 4, fig. 1].

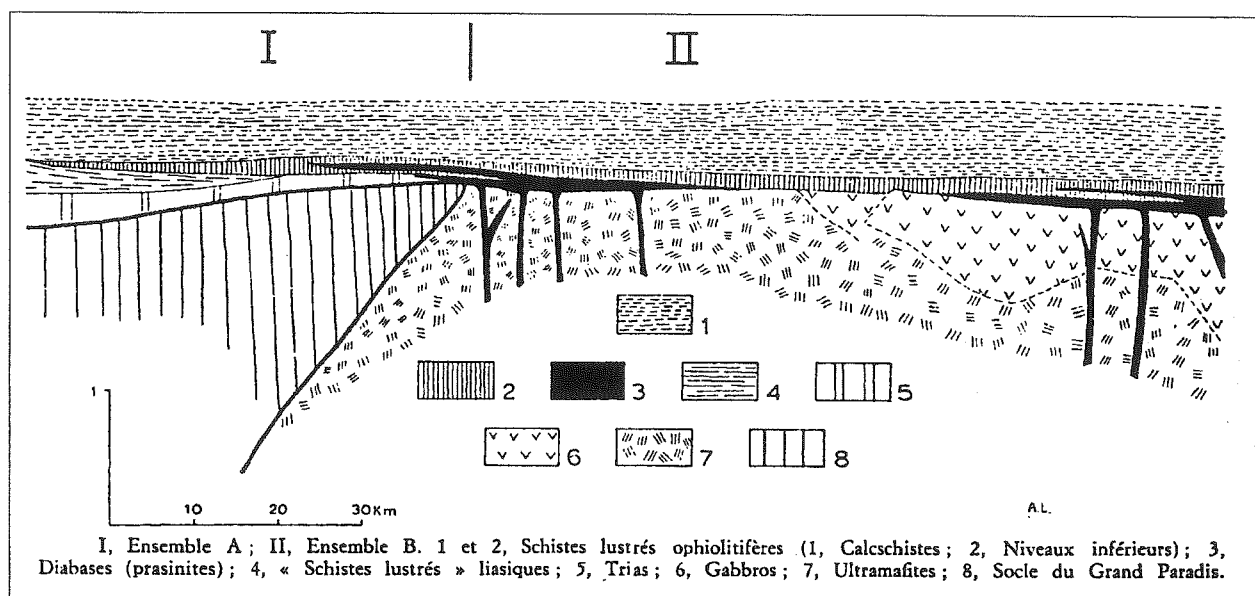


Fig. 20. – Schéma très approximatif des rapports entre les différents constituants de la zone piémontaise [extrait de G. Elter, 1971, p. 164, fig. 5].

intercalations concordantes » dans les calcschistes. Pour ces dernières roches il se demande si « l'on n'est pas en présence de produits de remaniements d'ophiolites plus anciennes, c'est-à-dire de roches détritiques plutôt que de véritables ophiolites ». Cette proposition allait s'avérer exacte.

Les années 1970 marquent véritablement un tournant dans la manière d'aborder l'analyse des « Schistes lustrés ». L'avènement de la théorie de la tectonique des plaques est à l'origine de ce renouvellement.

Le schéma de la figure 19 montre : (1) que les terrains de couverture sont « sédimentés en discordance sur les termes de la trilogie ophiolitique » ; (2) « qu'une deuxième discordance sépare la série des ophiolites en deux groupes, d'un côté le groupe serpentines-gabbros, intrusifs et plus anciens, de l'autre les diabases, effusifs et plus récents ». Decandia et Elter (P.) vont en même temps formuler une hypothèse sur la genèse de ces roches : les roches du premier groupe « se sont différenciées sous une croûte sialique » ; « les diabases au contraire se seraient épanchés dans un hiatus océanique originé à la suite du déchirement de la croûte océanique ».

3. – LE PALÉO-OcéAN Téthysien ET SES MARGES : LES DÉVELOPPEMENTS DE LA THÉORIE DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES DANS LES ALPES FRANCO-ITALIENNES

L'avènement de la théorie de la Tectonique des plaques conduit au développement d'un cadre de raisonnement original, soutenu par un vocabulaire fortement renouvelé, tiré essentiellement des recherches effectuées en mer [océan, marges, rifting, spreading, prisme d'accrétion etc... ; Isacks et coll., 1968 ; Dewey et Bird, 1970]. Les sciences de la terre éclatent en une multitude de

spécialités ; de nombreux concepts nouveaux sont formulés. Avec cette théorie, l'usage des modèles apparaît clairement en géologie et se généralise.

Les « Schistes lustrés » vont ainsi faire l'objet de recherches très diversifiées.

3. 1. « Schistes lustrés », métamorphismes de haute pression et subduction

* Les métamorphismes HP déjà reconnus par les auteurs anciens sont confirmés et précisés, notamment en ce qui concerne leurs champs thermo-barométriques. Assez rapidement ils sont reliés à la subduction d'une plaque plongeante sous une autre, suivant en cela les modèles américains [Blake *et al.*, 1969 par exemple]. Cette théorie n'est pas fondamentalement remise en cause de nos jours bien que discutée [Desmons et Radelli, 1989]. Les modalités de la subduction reviennent en effet souvent en discussion car, en particulier, les pressions et les températures, déterminées expérimentalement, des assemblages minéralogiques nés au cours de cette subduction impliquent des épaisseurs de croûte considérables.

* Divers auteurs sont à l'origine du renouveau des études sur le métamorphisme des Schistes lustrés. En Suisse, il s'agit de Bearth [1959, 1962] et de Hunziker [1970, 1974] ; en Val d'Aoste, de Dal Piaz [1965, 1972 et 1974] et de Kiénast [1973, 1983], enfin, en France de Bocquet-Desmons [1971, 1974], de Saliot [1973, 1978] et de Caby *et al.* [1978].

Le polyphasage du métamorphisme alpin est largement démontré ; dans certaines unités de « Schistes lustrés », aussi bien à socle continental qu'à substratum océanique, deux types au moins d'associations minéralogiques sont individualisés : (I) : des paragenèses

éclogitiques et/ou du faciès Schiste bleu à glaucophane puis (II) : celles du faciès Schiste vert. Replacés dans un diagramme Pression-Température, ces stades successifs s'enchaînent et restituent l'itinéraire rétro-morphique des unités.

. Une discontinuité tectonique majeure est en outre mise en évidence. Elle sépare deux séries de « Schistes lustrés » : l'une, inférieure structuralement, comporte les paragenèses décrites plus haut ; l'autre, supérieure, semble n'avoir été affecté que par le stade Schiste vert. L'édifice inférieur sera nommé Zone Zermatt-Saas Fee. Lithologiquement il comporte du matériel magmatique ultrabasique et basique ainsi que des « Schistes lustrés » ; il est ainsi apparenté à une portion de l'ex-océan téthysien. L'édifice supérieur portera tantôt le nom de Zone Théodul-Rothorn tantôt celui de Zone du Combin. Sa constitution et son origine resteront discutées (2^e partie, ch. I).

De telles découvertes impliquent une conception polygéniste des « Schistes lustrés » [cf. Lemoine et Michard, 1963] ; elles révèlent ensuite la complexité de l'évolution métamorphique alpine, tant dans le temps que dans l'espace ; elles démontrent enfin que la notion de « géanticlinal métamorphique » n'est plus défendable.

* Les modèles explicatifs synthétiques nouveaux qui apparaissent alors, s'appuieront d'abord sur celui de la subduction, puis sur la succession subduction-collision. Les principaux sont ceux de Ernst [1971, 1973], Dal Piaz *et al.* [1972], Caby *et al.* [1976, 1978] et Mattauer [1978]. La figure 21 tirée de la note de Ernst [1973] montre une

plaque unique, s'étendant depuis la zone delphino-helvétique jusqu'à la zone Sesia, amenée en subduction à des profondeurs croissant vers les zones internes, où se développent des paragenèses à faciès Schiste bleu. La plupart des modèles attribuent à la paléoplaque européenne, le rôle de plaque plongeante sous la plaque apulo-adriatique. Celui de Chorowicz et Geyssant [1976] représente en revanche une subduction de la plaque apulo-adriatique vers le Nord ; et celui de Caby *et al.* implique d'abord une subduction vers le sud puis après blocage de celle-ci une autre purement intracontinentale et vers le Nord. Au passage quelques auteurs discuteront l'inexistence dans les Alpes du volcanisme lié à la subduction, volcanisme très classique en revanche dans les chaînes circum-pacifiques. Ce caractère particulier aux Alpes sera expliqué par la géométrie propre du plan de subduction n'atteignant jamais les niveaux de la fusion anatectique.

* L'analyse fine des reliques pétrologiques et structurales dans les différentes unités tectoniques mises en évidence conduit à des découvertes de nouveaux minéraux de métamorphisme. Chopin [1983, 1984] découvre en effet la coésite, polymorphe de haute pression du quartz, dans un quartzite métamorphique du massif de Dora Maira. Elle indique des pressions minimales de 25 à 30 Kbar sous des températures proches de 700° C. Dans le même type d'échantillon il individualise par ailleurs un nouveau minéral silicaté, en inclusions dans des pyropes, l'Ellenbergerite, de composition aluminomagnésio-titané. Un essai de synthèse de ce nouvel élément révèle la nécessité de pressions proches de 40 Kbar sous

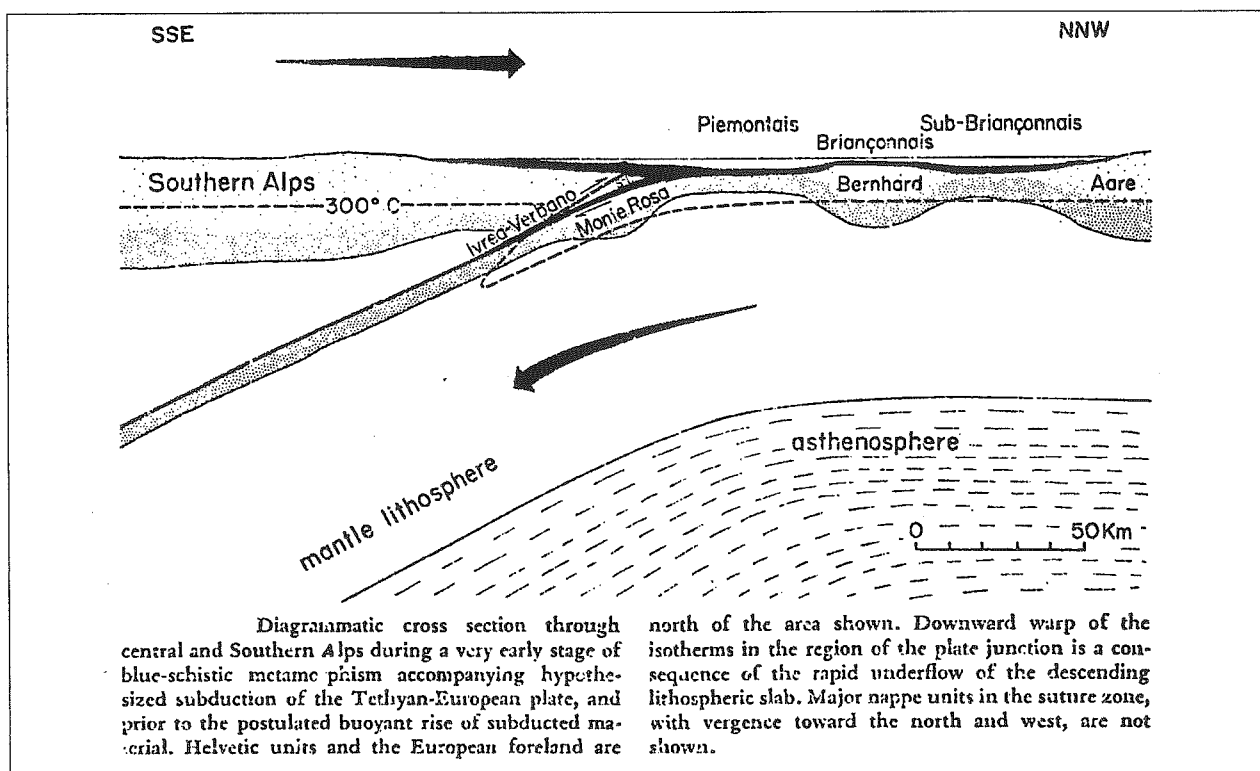


FIG. 21. – Modèle de subduction précoce des plaques téthysiennes et européennes sous la plaque sud-alpine, [extraite de Ernst, 1973, p. 2068, fig. 9].

des températures voisines de 700°C [Chopin et Klaska, 1985 ; Schreyer et coll., 1985]. De ces découvertes, qui démontrent que des assemblages stables dans un champ P-T comparable à celui du diamant existent dans des panneaux de croûte tectonisés, il découle nécessairement que selon les propres termes de Chopin [1985] « le rôle de la croûte continentale dans le cadre de la tectonique globale doit être reconsidéré ». Après ces découvertes, des assemblages similaires ont été signalés en Chine, Kirghizie, Suisse et Allemagne ; ils conduisent à l'émergence d'un nouveau concept : l'UHPM ou ultra haute pression métamorphique.

3. 2. Schistes lustrés, déformation progressive, linéations « a » et plis en fourreau

Dans les Schistes lustrés du Queyras, Caron J.M. et Tricart P. réalisent de minutieuses études structurales. Les principaux objets géologiques mesurés, figures d'interférence de plis, intersections de schistosités et orientation des linéations confirment encore le polyphasage de la structuration des Schistes lustrés. On remarque également l'importance structurale attribuée par ces auteurs aux rétrocharriages ouest-est, analysés comme de véritables chevauchements.

Dans le même temps, le concept de la déformation progressive se développe. Il acquiert une importance considérable avec l'étude des grands déplacements liés aux cisaillements d'échelle crustale ; il retient l'attention par deux objets géologiques particuliers qui lui sont liés : les plis en fourreau et les linéations « a ». Flinn [1962] est le premier à introduire la notion de déformation progressive : « lorsque la roche se déforme, une sphère originelle se transforme progressivement en une série d'ellipsoïdes dont les formes varient en continu jusqu'à ce que la déformation s'arrête ». Une telle déformation est appelée « déformation progressive » [Brun et Choukroune, 1981]. A l'échelle mésostructurale, elle conduit à des plis de type particulier : les plis en fourreau. Dès 1968, Gansser mentionnera l'existence de telles structures dans les « fluidal limestones » de la « zone du Tonale » [p. 135-136]. Hansen en décrira en 1971 dans les Calédonides de Norvège sous le nom de « Tubular folds » et les interprétera comme des figures d'interférence de plis. On trouvera dans le travail de Skjerna [1989] une classification rationnelle de ces structures et une tentative de conceptualisation de leur développement à partir d'exemples pris également dans les Calédonides. Minnigh [1979, a et b] les observera pour la première fois dans nos régions, à l'intérieur des gneiss Sesia. Tout récemment Capponi *et al.* [1994] confirment leur existence dans les matériaux du Groupe de Voltri.

Décrits également dans les Schistes bleus de la chaîne hercynienne de l'île de Groix, ils seront modélisés et rapportés à des déformations cisailantes ductiles, s'effectuant dans la direction de cisaillement matérialisé

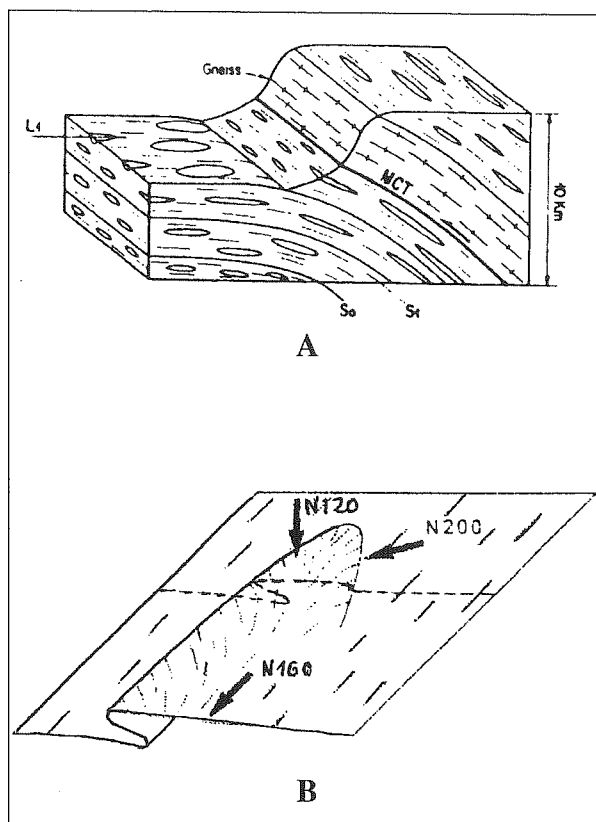


FIG. 22. – Les linéations transverses.

A. Schéma montrant l'allure de la déformation majeure de part et d'autre du M.C.T. (Main Central Thrust, Himalaya), selon M. Mattauer [1975]. La schistosité-foliation observable dans le compartiment chevauché, liée au fonctionnement du M.C.T., porte une linéation d'allongement perpendiculaire à la chaîne, [extrait de *Earth Planet. Sc. Lett.* 28, 1975, p. 152].

B. Relation entre la linéation de glaucophane et les plis curvilineaires en fourreau, [extrait de Quinquis et Choukroune, 1981. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, 1981, p. 415].

On notera que, parallèles ou sub-parallèles aux flancs des plis, ces linéations « recoupent » clairement la charnière du pli [cf. également Nicolas, 1984]. Par opposition aux linéations dites « b » parallèles aux charnières de plis, ces linéations particulières seront pérennisées sous le nom de linéation « a ».

par la linéation d'étirement maximum [Quinquis et coll., 1978 ; Quinquis, 1980 ; Cobbold et Quinquis, 1980 ; Quinquis et Choukroune, 1981]. Les figures 22 montrent bien les relations existant entre ces plis curvilineaires et les linéations minérales en particulier.

On doit à Mattauer essentiellement [1975, 1981 a et b] d'avoir largement explicité ce type de déformation dans les chaînes alpines [également Mattauer *et al.*, 1977 ; Mattauer et Mercier, 1980 ; Faure et Malavieille, 1980 et 1981]. Les directions de cisaillement, contrôlées par les diagrammes des axes « c » du quartz [Laurent et Etchecopar, 1976 ; Malavieille et Etchecopar, 1981], sont proches de Est-Ouest dans les Alpes occidentales ; les sens de cisaillement s'effectuent quasi-généralement de l'Est vers l'Ouest. L'ensemble de ces linéations « a » et de ces fabriques du quartz sera associé à la « schistosité de subduction » développée dans les Alpes occidentales

au cours du charriage de l'Est vers l'Ouest du matériel ophiolitique téthysien [Malavieille *et al.*, 1983, 1984].

Dans les régions qui nous intéressent plus spécialement, des plis en fourreaux d'échelle mégascopique ont été découverts au coeur de l'orthogneiss du Grand Paradis [Carpéna et Mailhé, 1984] ; Lu Chia Yu [1985] les retrouve également dans une partie des Schistes lustrés du Mont Jovet ; ils sont envisagés à l'échelle kilométrique pour expliquer la complexité structurale des nappes penniques de Vanoise interne [Marion, 1984 ; Deville, 1987].

Les enveloppes du Mont Rose montrent de telles structures kilométriques [Lacassin et Mattauer, 1985]. Plus à l'Est et au Nord, dans la fenêtre des Tauern en Autriche, Brunel et Geyssant [1978] démontreront qu'une partie de la couverture des gneiss centraux présentent la même fabrique du quartz et les mêmes directions de cisaillement Est-Ouest que dans nos Alpes. Cependant, des linéations N-S nées dans des conditions similaires existent également dans les Alpes. Leur âge, leur origine et leurs relations avec les linéations E-W restent à établir [cf. observations et réponses à la note de Malavieille *et al.*, 1984, p. 905].

3. 3. Schistes lustrés, âges absolus et chronologie relative

* Trois méthodes distinctes ont été utilisées pour déterminer l'âge magmatique des roches basiques des « Schistes lustrés » et surtout les épisodes métamorphiques successifs. C'est d'abord celle du Rb/Sr, puis celle du K/Ar progressivement remplacée par celles des isotopes de l'Argon ; c'est enfin celle des traces de fission. Comparés aux âges tirés des déterminations paléontologiques, les résultats obtenus révèlent une assez bonne coïncidence pour les événements les plus récents ; des problèmes subsistent en ce qui concerne les événements les plus anciens.

* La première méthode a été largement développée par Hunziker [1970, 1974] puis par Bocquet [1974], Bocquet *et al.* [1974] sur des micas et divers minéraux de métamorphisme tels que des amphiboles ou des pyroxènes. Les métaophiolites piémontaises et les métasédiments associés donnent trois grands groupes d'âge ; le premier s'étalant de 100-95 Ma jusqu'à 67 Ma encadre le Crétacé supérieur (âges « éo-alpins ») ; le deuxième se rapporte à l'Eocène supérieur ou à la limite Eocène-Oligocène (55 Ma jusqu'à 30 Ma, âges alpins *s.s.*) ; un dernier groupe (âges néo-alpins) comprend la limite Oligocène - Miocène et le Miocène inférieur.

* La méthode potassium-argon donne des résultats similaires [Delaloye et Desmons, 1976] mais aussi beaucoup d'autres, d'interprétation délicate, sans doute liés à des suppressions d'argon.

Sur les phengites par contre, Liewig *et al.* [1984] vont obtenir des âges proches de 50 Ma : la méthode K-Ar révèle des âges s'étalant entre 50 et 57 Ma ; la méthode ³⁹Ar-⁴⁰Ar confirme ces âges et la méthode Rb-Sr fait ressortir une étape importante vers 40 Ma. De cette méthode de travail et de ces résultats relativement précis, les auteurs pensent pouvoir estimer ultérieurement la durée d'une étape de déformation-recristallisation.

Développant largement la méthode ³⁹Ar-⁴⁰Ar couplée avec des analyses pétrographiques et géochimiques détaillées, Chopin et coll. [1978a, 1979, 1980 et 1984] vont obtenir deux groupes d'âges, 60-80 Ma d'une part et 40 Ma d'autre part. Les minéraux utilisés sont des amphiboles des Schistes lustrés mais également des micas prélevés aussi bien dans le socle du Grand Paradis que dans sa couverture décollée et que dans l'unité structurale la plus basse des Schistes lustrés (équivalent de la zone Zermatt-Saas Fee citée plus haut). Le premier groupe d'âge caractériserait des âges vrais de **cristallisation**. Ces auteurs réduisent donc fortement la première fourchette d'âges proposée par Hunziker et Bocquet. Le second groupe, bien calé vers 40 Ma ne matérialiserait que des phénomènes de **réouverture partielle** et non des cristallisations [Chopin, 1979 ; Chopin et Maluski, 1980].

La même méthode utilisée sur des roches du Massif du Mont Rose conduit Monié [1985] à retrouver les deux stades décrits par Chopin (65 Ma et 38 Ma) mais aussi, d'une part à préciser les conditions P-T de ces métamorphismes et, d'autre part, à décrire deux autres stades, l'un plus ancien calé vers 110 Ma [Chopin et Monié, 1984], donnant naissance aux paragenèses écolitiques ; l'autre plus récent (27 Ma) rapporté au métamorphisme de haute température connu dans les Alpes centrales. Les auteurs rappellent en conclusion que le schéma tectono-métamorphique évolutif proposé s'apparente fortement à celui décrit par Lardeaux et coll. [1982] et Rubie [1984] pour le massif de Sesia, et que l'extension de ce schéma aux massifs du Grand Paradis et de Dora Maira peut être envisagée.

La troisième méthode employée, méthode dite des traces de fission [Poupeau, 1979], conduit à une reconstitution du passé thermique des minéraux. En effet, les traces de fission étant enregistrées après refroidissement du minéral d'une part, et la stabilité de ces traces restant liées à la température d'autre part, cette méthode permet indirectement de connaître le temps écoulé depuis que le minéral choisi s'est refroidi pour la dernière fois, en dessous de sa température de fermeture, ou température de recuit géologique.

Quelque peu délaissée pour des raisons techniques et analytiques [cf. remarques de Carfantan, 1969], cette méthode connaît un nouveau regain d'intérêt dans les Alpes depuis les récents travaux de Carpena et Mailhé [1979, 1985]. Les micas utilisés autrefois ont été remplacés par deux minéraux chronomètres de basse température, le zircon et l'apatite. Ils présentent encore quelques difficultés de datation liées sans doute à l'histoire

thermique de la roche hôte, c'est notamment le cas du zircon [Carpéna, 1984] ; ils restent malgré tout largement utilisés.

Deux groupes de résultats vont indiscutablement stimuler les réflexions [Carpéna, 1983, 1984, 1985 ; Carpena et Caby, 1983, 1984 ; Carpena et coll., 1986].

I- Il s'agit tout d'abord des données générales obtenues sur la transversale Viso-Lanzo. Dans cette étude, certains âges sont considérés comme ceux du refroidissement de la croûte océanique, soit 200 Ma ; d'autres, s'étalant de 130 Ma à 90 Ma, soulignent le début et la fin des épisodes tectono-métamorphiques profonds précoces.

II- Il s'agit ensuite de mesures très nombreuses concernant le massif du Grand Paradis (fig. 23). La distribution des âges des traces de fission sur zircons révèle un phénomène de métamorphisme inverse. Les zircons des secteurs les plus élevés de l'édifice montrent des âges de refroidissement beaucoup plus jeunes (40 Ma) que ceux des zones profondes (80 Ma). Cette anomalie est expliquée par l'arrivée d'une nappe, celle du Mont Emilius, dite austro-alpine, conservant une partie de sa « chaleur interne » et venant « recuire » les parties hautes seulement du Grand Paradis. Il s'agirait là d'un « métamorphisme

d'emplacement tectonique de nappe » induisant donc une anomalie thermique planaire d'influence décroissante avec la profondeur.

Cependant, les travaux récents de Hurford et Hunziker [1989] qui concernent précisément l'histoire thermique récente de ce massif, contredisent ce dernier résultat. Malgré tout, comme l'ensemble de ces données le démontre, la méthode apporte des contraintes thermiques et temporelles à toute reconstitution de l'évolution du domaine pennique.

Trois grands groupes d'âges ressortent donc de ces diverses méthodes de datation radiochronologiques : l'intervalle 130-110 Ma, l'intervalle 60-90 Ma et, enfin, l'intervalle 38-40 Ma.

Toutefois cette belle ordonnance des groupes d'âges est sans doute à revoir. En effet, les âges des métamorphismes HP de certaines unités du massif de Dora Maira avoisineraient 110 Ma pour Monié et Chopin [1991]. Pour Tilton *et al.* (1989) ces métamorphismes seraient tertiaires (âges Pb-Nd-Sr ⁽¹⁾).

Les découvertes de palynoflores et de faunes planctoniques, beaucoup plus laborieuses mais non moins

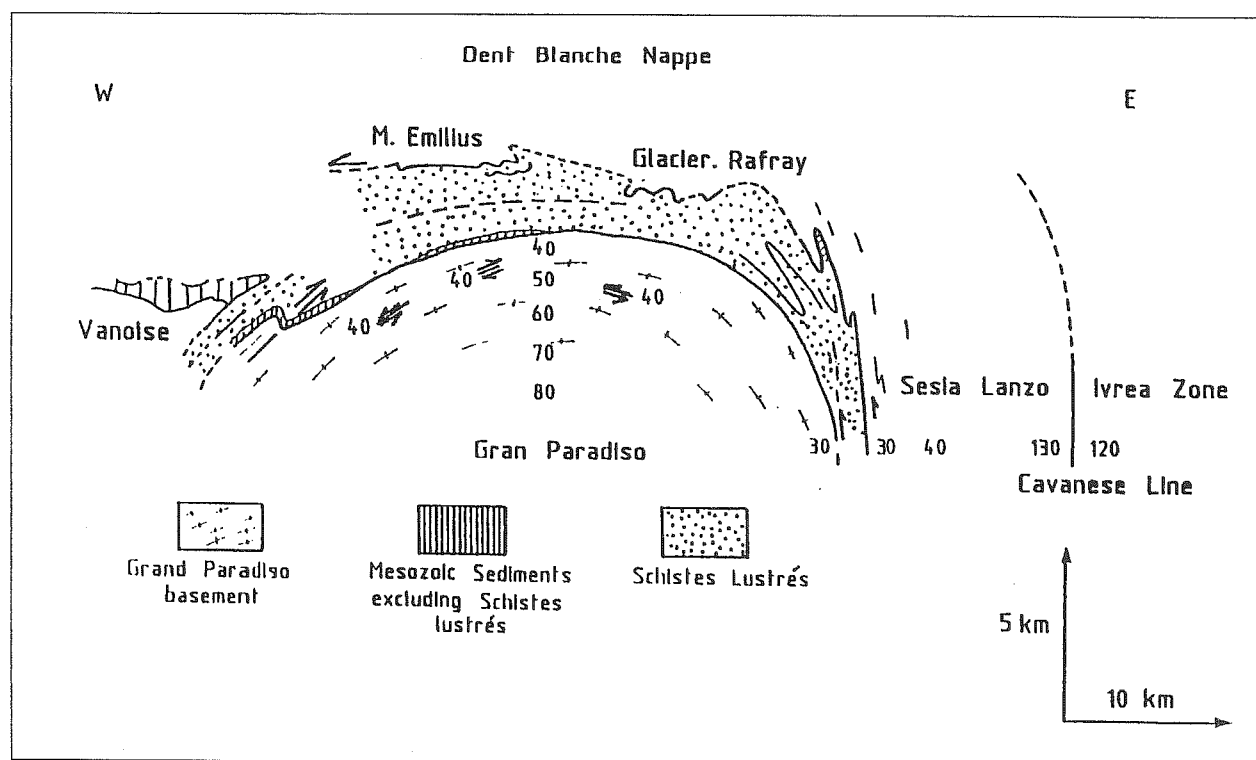


FIG. 23. – Distribution des âges des traces de fission obtenus sur zircons, selon une coupe schématique des Alpes franco-italiennes [Extrait de J. Carpena, 1984, p. 157].

⁽¹⁾ L'amélioration des techniques et procédures de datation permettra sans doute d'expliquer ces anomalies. Les travaux récents de Feraud *et al.*, [cf. Géochronique, 42, spécial Kyoto, 1992, résumé p.58], ainsi que ceux de Scaillet S. [1991], montrent en effet, grâce à l'utilisation d'un microscope à laser, que la composition des phengites (Si-Fe ou Si-Mg) conditionne la rétention d'Argon, et donc l'âge de ces phengites.

spectaculaires, vont venir préciser quant à elles, à partir de 1981 essentiellement, les contraintes stratigraphiques.

Pour mémoire, ce sont d'abord les « Bundnerschiefer » du Prätigau, moins métamorphiques⁽¹⁾ que nos « Schistes lustrés » qui vont livrer les premiers repères crétacés incontestés. Nänny [1948] y découvre en effet des Globotruncanidés du Turonien (*Globotruncana*, *Praeglobotruncana* et *Rotalipora*). Ils se localisent dans une séquence détritique parfois conglomératique (la formation de Pfävisgrat) qui constitue la base stratigraphique du Flysch du Prätigau. Ce dernier repose normalement sur des matériaux variés de type Schistes lustrés datés plus récemment par des pollens caractérisant pour certains le Jurassique moyen et supérieur et pour d'autres le Crétacé inférieur et la base du Crétacé supérieur [Pantic et Gansser, 1977 ; Pantic et Isler, 1978, 1981].

Puis ce sera au tour des premiers niveaux de « Schistes lustrés » post-ophiolitiques du Queyras d'être calés biostratigraphiquement. Wever (de) et Caby [1981] puis Schaaf, Polino et Lagabriele [1985] parviendront en effet à extraire des Radiolaires à partir de bancs très siliceux (métacherts). Les âges proposés s'étalent de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien inférieur à moyen. Ils confirment ainsi et précisent les découvertes et les propositions de Parona [1892], Squinabol [1912] et Debenedetti [1964]. Cependant, une nouvelle analyse très fine des associations de Radiolaires des Alpes cottiennes [Wever (de) *et al.*, 1987] révèle, sur certaines coupes, des âges callovien moyen-supérieur. La précision de ces déterminations permet de démontrer la diachronisme des niveaux de radiolarites déjà mis en évidence ailleurs et notamment en Ligurie [voir à ce sujet les travaux de Conti *et al.*, 1988]. Ainsi, les niveaux radiolaritiques des « Schistes lustrés » ne peuvent-ils plus être un véritable repère chrono-stratigraphique. Ainsi ces niveaux démontrent-ils une certaine expansion.

Mais ce sont sans aucun doute les découvertes de Globotruncanidés réalisées par Marthaler [1981, 1984] dans les « Schistes lustrés » du Valais suisse qui vont éclairer d'un jour nouveau l'évolution du pays des Schistes lustrés et surtout stimuler de nouvelles recherches. Les faunes mises en évidence appartiennent encore ici à un flysch et s'étalent du Cénomanién au Sénonien inférieur. Les mêmes faunes seront découvertes dans le Queyras [Lemoine *et al.*, 1984] et dans les « Schistes lustrés » de la couverture septentrionale de Dora Maira [Marthaler *et al.*, 1986]. Plus étonnantes encore vont être les trouvailles de microfaunes du Maastrichtien supérieur au sein de « Schistes lustrés » couronnant les nappes liguro-piémontaises de la rive droite de l'Arc en haute-Maurienne [Deville, 1987].

Dans tous les cas, les déterminations s'avèreront délicates [Marthaler, 1986] : chaque fois cette lourde tâche sera assumée par Madame Caron de l'Université de Fribourg.

Comme on le voit, les fortes présomptions pour un âge crétacé supérieur des « Schistes lustrés », émises par de nombreux auteurs (dont Lemoine ou Le Guernic, [1967]) se trouvent ici confirmées.

Le cadre stratigraphique général des « Schistes lustrés » ainsi précisé s'accorde bien avec les deux grands groupes d'âges radiométriques marqueurs des événements tectono-métamorphiques les plus récents. Un problème subsiste : certains socles internes offrent des âges de métamorphisme HP proches de 110 Ma alors que leurs couvertures ne révèlent pas d'événements particuliers jusqu'à 80 Ma. La contradiction ne provient-elle pas de problèmes propres aux minéraux du socle dont certains sont nécessairement polycycliques ?

Ce même cadre stratigraphique montre de franches similitudes avec celui qui caractérise les séries ligures peu ou pas métamorphiques de l'Apennin septentrional en Italie [Labesse, 1981, Labesse et Esquevin, 1982].

3. 4. Schistes lustrés, Roches vertes et ophiolites

* Dès 1963-1964, Dietz puis Hess proposent d'apparenter les ophiolites à des portions de croûte océanique mises en place à partir de rides médio-océaniques. Une bonne analyse de ce concept et l'importance de sa signification se retrouvent en particulier dans les travaux de Church [1972], Coleman et Irvin [1974], Gansser [1974], Allègre [1979 et 1983] et Allègre *et al.* [1973].

Mais les véritables progrès viendront du développement des connaissances théoriques concernant la pétrologie et la géochimie des magmas basiques ainsi que des campagnes à la mer. Les phénomènes d'ouverture et d'expansion océanique ainsi que celui du détritisme ultrabasique vont pouvoir être appréhendés et modélisés.

Dans les Alpes, les comparaisons sont menées d'abord avec l'Apennin septentrional où les séquences ophiolitiques sont indemnes de métamorphisme [Elter, 1971 ; Lemoine, 1971 et Chaffaut (du) *et al.*, 1972]. Notons également l'article de Dietrich [1980], consacré à une revue des ophiolites des Alpes depuis la Corse jusqu'à la fenêtre de Reichenitz (Alpes orientales) qui résume l'essentiel des données pétrographiques et structurales concernant ces divers complexes.

* La plupart des études de détail qui leur ont été consacrés font ressortir les points suivants :

I- Les ultramafites représentent toutes des résidus de fusion partielle de panneaux mantelliques « remontés ». Partant des compositions des pyroxènes, Ishiwatari [1985] propose de rechercher l'origine des péridotites alpines ou bien dans des contextes océaniques de zones de fractures

⁽¹⁾ Ce n'est qu'une apparence puisque Goffé et Stampfli [1992] ont montré l'appartenance de ces matériaux au faciès schiste bleu à carpholite.

ou bien dans un manteau sous-continental. Ces péridotites auraient produit par ailleurs des séquences volcaniques plutôt alcalines. Pour Pognante *et al.* [1986], deux types d'ultramafites alpines doivent être séparées : certaines, fortement appauvries en éléments incompatibles seraient issues d'un manteau profond et représenteraient les résidus de fusion ayant produit des coulées basaltiques de type N-MORB, tholéïtiques ; d'autres, dont les péridotites de Lanzo, nées à moins grande profondeur dans des conditions qui pourraient être aussi bien celles du manteau sous-océanique que celles du manteau sous continental, seraient plutôt les résidus d'extraction ayant produit des liquides alcalins. Ces auteurs concluent qu'éventuellement les premières traduiraient des remontées de manteau d'âge alpin (Jurassique ?) alors que les secondes témoigneraient de rifting beaucoup plus ancien (Paléozoïque terminal ou base du Mésozoïque) et auraient pu en outre être impliquées dans les premiers stades d'ouverture de la Téthys alpine.

II- La classique séquence ophiolitique [G.S.A. Penrose conference on ophiolites, 1972] est souvent incomplète. Comme dans l'Apennin ligure [Decandia et Elter, 1969 ; Abbate *et al.*, 1980], « tout se passe comme s'il existait un important hiatus entre serpentinites et gabbros d'une part, basaltes d'autre part ». « La surface la plus importante du point de vue de l'histoire océanique n'est donc pas celle séparant les basaltes d'éventuels sédiments mais bien celle séparant ces basaltes de leur substratum ultramafique » [*in* Lagabrielle *et al.*, 1984 ; avec références].

III- En certains points, il est possible d'observer que les gabbros de l'édifice ophiolitique étaient déjà tectonisés avant le dépôt du manteau basaltique et sédimentaire [Ohnenstetter, 1979 ; Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975 et 1980 entre autres].

IV- Ce fond océanique composite et irrégulier a servi de surface de dépôt aux classiques sédiments océaniques (coulées basaltiques en coussins, radiolarites et boues calcaires d'âge jurassique supérieur) mais aussi à de fréquentes brèches ophiolitiques. Ces dernières recouvrent directement le substratum océanique ou s'intercalent dans les premiers niveaux de la couverture ; elles démontrent l'importance du détritisme ophiolitique, déjà reconnu sous les grandes profondeurs océaniques dans des provinces aux reliefs accidentés [Fox et Heezen, 1965 ; Lagabrielle *et al.*, 1982] ainsi que dans le domaine des « Schistes lustrés » par Michard [1967], Elter G. [1971] et Steen [1975] ; elles soulignent une (ou des) activité tectonique contemporaine de la dénudation du fond océanique et des premiers dépôts de sa couverture.

V- En ce qui concerne le gisement des massifs ophiolitiques, un caractère frappe d'emblée : les ophiolites alpines constituent des massifs de taille souvent modeste en regard des édifices décrits ailleurs (Oman, Terre-Neuve, Chypre par exemple). Et la découverte d'olistolites de péridotites serpentinisées de dimension pluridécamétrique conduit, dans un premier temps, à ne voir dans ces ensembles que des écailles, masses ou blocs d'ophiolites

inclus dans une matrice de « Schistes lustrés ». L'ensemble du matériel est alors interprété comme le marqueur d'un phénomène d'obduction intéressant la bordure du glacis européen par suite du rapprochement Europe-Afrique au cours du Jurassique supérieur et du Crétacé [Fudral *et al.*, 1977]. Cette conception s'avère rapidement trop caricaturale, même si l'existence des olistolites n'est pas remise en cause.

La taille modeste des massifs ophiolitiques, l'importance de la structuration précoce intra-océanique, de certains complexes, et leur position particulière (soit collés aux paléo-marges continentales, soit isolés dans les calcschistes) sont expliqués dans un modèle faisant intervenir un domaine océanique plus ou moins anormal, topographiquement et structuralement [Auzende *et al.*, 1983]. Les auteurs soulignent en outre qu'une telle hypothèse ne tient que si l'océan reste d'envergure limitée.

Les résultats récents des recherches en mer confortent ce dernier point et tendent à démontrer que le domaine océanisé téthysien n'a connu que des stades précoces de développement, d'où sa relative anormalité [Lagabrielle et Cannat, 1990 ; cf. également Rehaut, J.P., 1986, à propos des ouvertures océaniques observées en mer Tyrrénienne].

Ceci nous amène inévitablement à rappeler comment se conçoivent d'une part la taille et la forme de l'océan téthysien dans les Alpes occidentales, d'autre part, l'organisation des paléoplaques en présence.

3. 5. Le paléo-océan piémontais et ses marges, conceptions actuelles

La Téthys, à laquelle l'océan piémontais appartient, reçoit une définition moderne, synthétique, en 1977 (Aubouin *et al.*). Elle s'ouvre « en ciseau » à partir d'une Téthys permanente dépendant, à l'Est, du Pacifique ; elle connaît son maximum de développement avec la transgression oxfordienne dans le secteur des Caraïbes (fig. 24). Les travaux de Carfantan au Mexique [1985] montrent que dans le détail, la dorsale téthysienne se décompose en deux branches distinctes ; l'une, septentrionale, s'ouvrant au Jurassique moyen sans jamais atteindre le Pacifique ; l'autre méridionale, progressant pendant le Néocomien jusqu'au Pacifique, après arrêt de fonctionnement de la première.

A l'échelle des Alpes occidentales, la plupart des auteurs s'accordent assez bien sur trois points capitaux :

I- L'océan piémontais s'individualise dans un contexte décrochant, sénestre, lié aux déplacements relatifs de l'Europe et de l'Afrique. L'image la plus représentée est celle d'une succession de petites rides interrompues par de nombreuses failles transformantes [Abbate *et al.*, 1972 et 1980 ; Gianelli et Principi, 1974 ; Lemoine et Tricart, 1979 ; Ohnenstetter, 1979 ; Bertrand *et al.*, 1980 ;

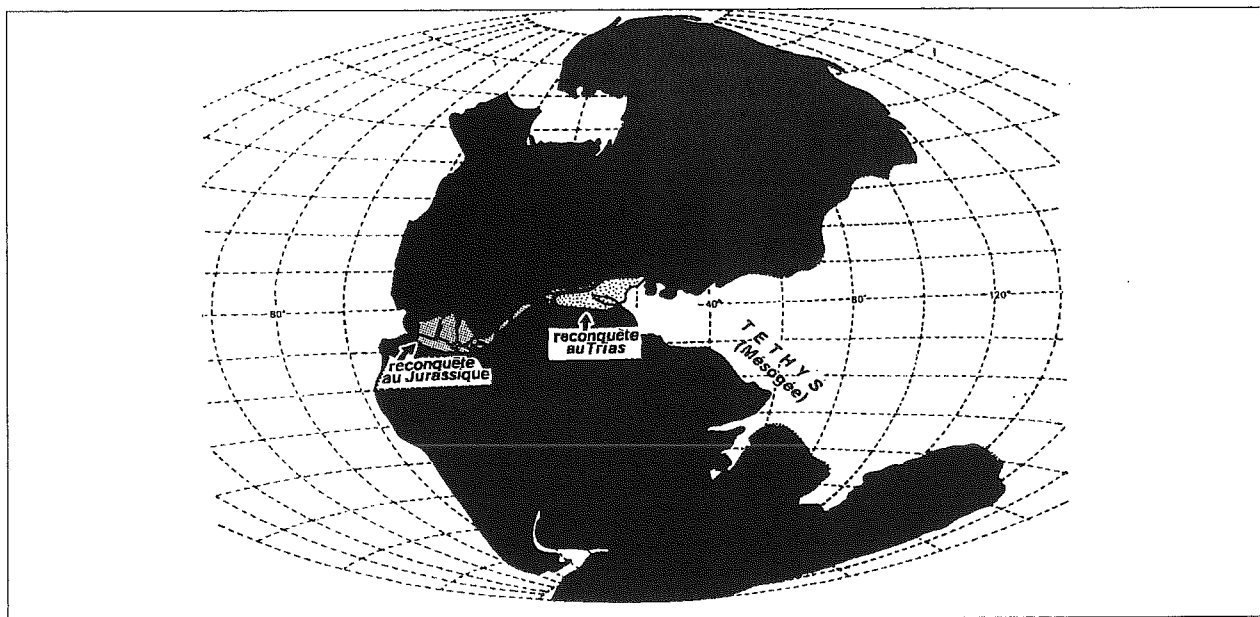


FIG. 24. – Trace de la Téthys de la « reconquête ».

L'ouverture ultérieure de l'Atlantique viendra rompre la continuité de la Téthys [extrait de J. Aubouin *et al.*, 1977].

Lemoine, 1980, fig. 25]. L'hypothèse d'Auzende *et al.* [1983] ne s'oppose pas à de tels schémas.

Une représentation géométrique curieuse voit le jour : c'est celle de l'océan piémontais « doublé » d'un (à deux) système(s) transformant(s) [transformante nord-pennique de Lemoine, 1984]. Sans être équivalent de l'organisation alpine du Mexique imaginée par Carfantan, ce doublon peut lui être parallélisé sans peine.

II- L'ouverture océanique s'est effectuée dès la fin du Lias (190 à 180 Ma).

III- L'océan piémontais reste de taille modeste ; sa largeur n'excède pas 1000 km [Dewey *et al.*, 1973 ; Trümpy, 1976 ; Bijou-Duval *et al.*, 1977 ; Horvath et Channel, 1977 ; Tapponnier, 1977 ; Le Pichon et Blanchet, 1978 ; Frisch, 1979 ; Lemoine, 1980 ; Bernoutli et Lemoine, 1980]. Pour Olivet *et al.* [1982], elle pourrait être comprise entre 300 et 800 km.

Par contre, les limites des paléo-plaques posent problème. Trois possibilités se déduisent de l'ensemble des modèles.

a- La limite interne de la paléo-plaque européenne est définie à partir de considérations essentiellement métamorphiques. Cette limite correspond à celles des massifs cristallins internes, Sesia exclus. La suture est à rechercher entre ces derniers et le massif de Sesia qualifié de sud-alpin ou d'insubrien.

Ces hypothèses, au demeurant les plus

nombreuses [Dal Piaz, 1974 ; Caby *et al.*, 1978 ; Trümpy, 1980 ; Escher et Masson, 1984] restent très proches du schéma de Nicolas (fig. 15 dans cet ouvrage).

b- L'analyse des enveloppes métasédimentaires des socles internes autorisent à inclure le massif de Sesia dans

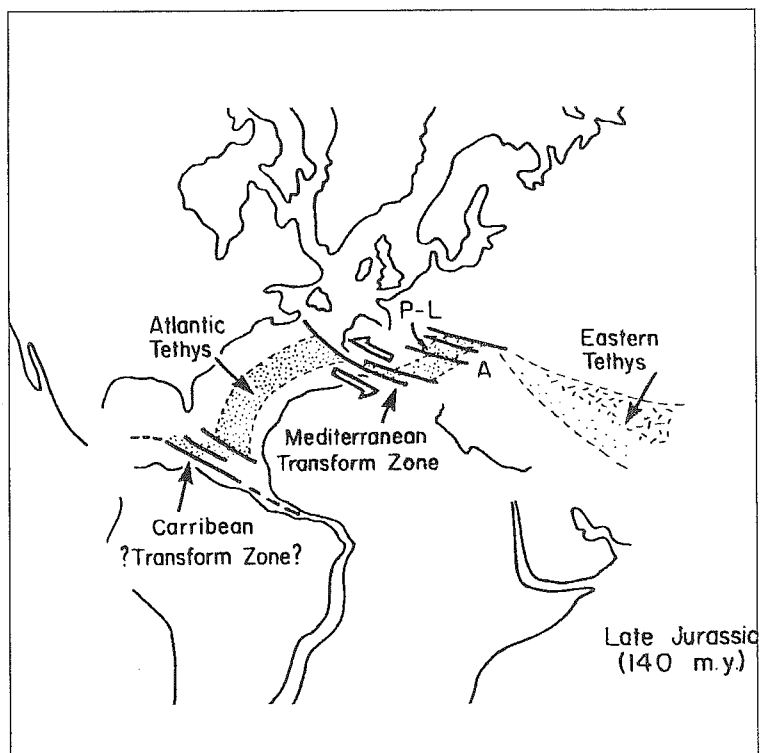


FIG. 25. – Reconstitution palispastique au Jurassique supérieur du domaine liguro-piémontais (P.L.). [Extrait de Lemoine, 1980].

la paléo-marge européenne. L'ancien domaine océanique est donc à rechercher plus à l'Est. Oxburgh en 1972 place la suture au niveau de la faille insubrienne, cette dernière ayant été secondairement verticalisée. Pour Aubouin *et al.* [1977] cet accident est indépendant de la position de la suture et ne représente qu'un phénomène tardif lié à l'individualisation du bassin tertiaire padan. Ainsi la véritable suture alpine est-elle plus interne que Sesia et plus externe que la ligne insubrienne.

c- Le massif de Sesia est une lanière crustale, d'attribution non précisée, intra-océanique. On retrouve un tel modèle dans les travaux de Debelmas [1975] et Debelmas et Kerckove [1980]. Des éléments de socle insubrien figurent également au coeur du domaine océanique dans les schémas de Haccard *et al.* [1972]. Il est clair que chacune des hypothèses choisies au départ conditionne largement les divers modèles d'évolution proposés (cf. fig. 13).

3. 6. Le paléo-océan piémontais et la cinématique des plaques

L'évolution de l'océan piémontais s'inscrit dans le contexte général de l'ouverture des parties centrale et septentrionale de l'Atlantique et ainsi des mouvements relatifs des masses continentales européennes et ibériques d'une part, africaine et apulo-dinarique d'autre part [Dewey *et al.*, 1973 ; Biju-Duval *et al.*, 1976 ; Tapponnier, 1977 ; Olivet, 1978 et Dercourt *et al.*, 1985]. L'océan piémontais, système fondamentalement transformant, en accréation par place, s'individualise avec la rotation anti-horaire de l'Afrique par rapport à l'Europe dès le début de l'ouverture de l'Atlantique central ; il se fermerait d'abord vers le Nord puis plus tardivement vers l'Ouest avec l'ouverture progressive de l'Atlantique nord et le « rattrapage » de l'Afrique par l'Europe.

Dans cette optique, Tapponnier [1977] tente d'expliquer les grandes déformations intracontinentales liées à la collision de deux continents et plus spécialement celles du système alpin. A partir d'un modèle de raisonnement analogique (comparaison de la déformation des roches avec la déformation continue de métaux plastiques) l'auteur relève :

- que la collision continentale contrairement à la subduction semble bien seule capable de provoquer un épaissement crustal responsable de déformations de vastes domaines continentaux ;

- que « l'expulsion latérale » permet d'expliquer la création d'arcs latéraux aux chaînes et en particulier celui des Alpes occidentales ;

- enfin, que la collision continentale peut-être à l'origine de modifications importantes de frontières de plaques et ainsi de la création de nouvelles frontières de plaques.

A l'échelle des Alpes occidentales, la mise en évidence d'importants mouvements longitudinaux va renouveler l'image de l'organisation et de la nature des déplacements alpins majeurs. Ricou [1984], à partir des idées de Goguel [1963] et de Laubscher [1971] mais aussi de Vialon [1966], Caby [1968] et Nicolas [1969] entre autres, va rompre radicalement avec les options classiques.

L'un des problèmes majeurs de la cinématique des plaques est celui de l'interprétation des mouvements sud-nord d'environ 700 km du promontoire adriatique, puis est-ouest d'environ 200 km de ce même élément.

Pour Ricou, la limite zones externes-zones internes n'est qu'un décrochement nord-sud sénestre de 250 km de jeu, et l'ensemble du domaine interne peut être compris comme la juxtaposition subméridienne de bandes longitudinales possédant leurs propres piles de nappes et leur propre évolution métamorphique. La reprise de l'édifice par des charriages à vergence ouest, limités tant au Nord qu'au Sud par des décrochements est-ouest, donne à la façade occidentale des Alpes sa géométrie actuelle. Dans un tel schéma, les Alpes occidentales deviennent fondamentalement une chaîne de décrochement. On notera cependant qu'ici la tectonique majeure est nord-sud ; elle s'oppose à celle est-ouest, proposée par Mattauer. Sans doute le calage de chacune des phases envisagées doit-il être précisé.

Parmi les derniers modèles proposés, celui de Gillet *et al.* [1985] s'appuie surtout sur des considérations thermiques et mécaniques. L'évolution tectono-métamorphique générale des Alpes occidentales est reconstituée à partir d'une expérimentation numérique bâtie sur des données structurales, pétrologiques et stratigraphiques connues où l'on voit l'épaississement crustal jouer un rôle essentiel. Un premier épaississement crustal démarre vers 140 Ma dans l'océan même et progresse vers la paléo-marge apulo-dinarique ; le deuxième intervient après blocage du premier vers 90 Ma et affecte la paléomarge européenne.

Nous ne souscrivons pas à ce modèle dans le cours de l'ouvrage ; nos données lithostratigraphiques nous autorisent à modifier la disposition initiale de certaines unités structurales dont celles de Sesia et de Lanzo et par conséquent à proposer une autre répartition des données thermo-barométriques.

3. 7. Schistes lustrés, épaissement crustal et faille normale ductile ou remontée et exhumation de roches à haut grade métamorphique

* Aux interrogations liées à la découverte de minéraux de très haute pression allaient rapidement se greffer les problèmes liés à la conservation de tels assemblages puis à la remontée et l'exhumation des roches qui les contenaient. L'exhumation des minéraux HP semblait d'ailleurs pouvoir intervenir précocement dans l'histoire de la chaîne. En 1986 [Winkler et Bernoulli] et en 1987

[Winkler] découvriraient en effet des clastes de glaucophane dans un flysch fini-Turonien des Alpes orientales.

* Un modèle dynamique est proposé en Briançonnais par Goffé et Velde [1984] pour expliquer la conservation des assemblages de haute pression. Les couvertures décollées briançonnaises occidentales préservent leur minéralogie HP parce-qu'elles seraient charriées sur un domaine relativement « froid », la zone Houillère. A l'inverse, les couvertures septentrionales et méridionales, charriées sur des unités de socle, matériel plus conducteur thermiquement, perdraient leurs assemblages précoces au cours des stades tardifs, rétomorphiques, de plus haute température.

* En ce qui concerne la remontée et l'exhumation des assemblages de haut grade les difficultés rencontrées s'inscrivent en fait dans le cadre plus général de l'histoire post-épaississement de portions de lithosphères préalablement épaissies (lithosphères continentale et océanique, tectoniquement liées). Le retour à l'équilibre d'un tel édifice est expliqué à l'aide de trois ensembles de modèles :

- Un premier type fait appel à l'épaississement crustal contemporain de la collision puis au réajustement isostatique et à l'érosion. Dans ce cas ce sont donc des mécanismes d'équilibre des densités qui jouent le rôle principal [Ernst, 1970, England et Holland, 1979].

- Un second type met d'abord et aussi en cause l'épaississement crustal syncollision puis des failles d'extension profondes, de faible inclinaison, encore appelées « failles listriques » ou low-angle normal fault [Lister *et al.*, 1984 ; Platt, 1986 ; Jayko et Blake, 1987 ; Avigad et Garfunkel, 1989]. De telles failles ductiles sont décrites en Massif Central par Mattauer *et al.* [1988] et plus récemment par Gardien [1990].

- Dans un troisième ensemble on peut ranger tous les autres modèles. Pour Suppe [1972], un rétrocharriage contemporain de la subduction pourrait induire le soulèvement des assemblages hautement métamorphiques. D'autres, tels que Cloos [1982], ou Pavlis et Bruhn [1983] imaginent des mélanges tectoniques en mouvement, dans des conditions océaniques profondes, comme vecteur ascendant de ces assemblages.

Les modèles du deuxième type connaissent indéniablement une grande faveur et dans quelques cas ont été testées sur la ceinture H.P. des Alpes occidentales et, plus précisément, en Queyras [Michard, 1989 ; Blake et Jayko, 1990 ; Ballèvre, Lagabrielle et Merle, 1990]. Là, les diverses unités lithostructurales, essentiellement faites de schistes lustrés, sont superposées, d'une part selon des contacts tectoniques à géométrie relativement simple au moins apparemment, d'autre part en respectant généralement l'ordre du gradient métamorphique décroissant du bas vers le haut. Un tel édifice suggère le

jeu d'une tectonique soustractive, en faille normale, le long de chacun de ces contacts, plutôt que des charriages.

L'analyse de terrain porte ainsi généralement directement sur les contacts qui soulignent des intervalles remarquables de métamorphisme et sur les marqueurs cinématiques.

Récemment, Philippot [1990, 1992] propose un retour à l'équilibre post épaississement, notamment dans le cas des Alpes occidentales, par l'intermédiaire de « high-angle shear bands » (ou HASB) ou d'une schistosité de crénulation à fort pendage dont les plans principaux seraient irrégulièrement espacés (du cm au m).

Les modèles analogiques réalisés à propos des bassins en extension montrent en effet que l'extension par failles normales n'induit que 40 à 50 % de l'extension connue ; le reste provient de déformations internes aux différents blocs.

Dans l'état actuel des choses cependant, les implications de tels modèles sont encore délicates à appréhender.

4. – CONCLUSIONS

Les idées forces qui ressortent bien de cette revue bibliographique sont de deux ordres. Du point de vue de la méthode de travail, il est clair que seule l'utilisation de plusieurs concepts, simultanément, a permis d'appréhender l'organisation du domaine pennique. Du point de vue des connaissances acquises il faut retenir :

I- L'extrême difficulté que rencontrent les géologues pour comprendre la zone « subbriançonnaise » *s.l.* et le front pennique. A la notion de « cordillères » et de « sillons » se relayant en festons successifs, se superpose actuellement la conception dynamique de mouvements transcurrents précoces complexes.

II- La lente évolution du « Pays des Schistes lustrés » en unités structurales de paléomarge et de paléo-océan, dans lesquelles les flyschs néocrétacés prennent une importance considérable. A cela s'ajoute la mise en évidence du rôle joué par les tectoniques synmétamorphes superposées, dans l'organisation de l'édifice structural.

III- Le changement d'échelle de la géologie, en particulier les coupes s'agrandissent « vers le bas », elles deviennent lithosphériques.

Les développements de cette revue bibliographique paraîtront sans doute beaucoup trop longs. Ils restaient cependant nécessaires pour montrer l'évolution et l'influence d'une idée sur une autre.

2^{ème} PartieLES UNITÉS PIÉMONTAISES S.S. ET LIGURO-PIÉMONTAISES
DES ALPES GRAIES MÉRIDIONALESLITHOSTRATIGRAPHIE ET STRUCTURES DES « SCHISTES LUSTRÉS »
LES PRINCIPALES ÉTAPES DE L'ÉVOLUTION DU BASSIN OCÉANIQUE LIGURO-PIÉMONTAIS

CHAPITRE I

LA CHAÎNE FRONTIÈRE FRANCO-ITALIENNE ENTRE L'ARC ET LA DOIRE
RIPAIRE. RÉGIONS DE LANSLEBOURG (FRANCE) ET DE SUSE (ITALIE)

1. — GÉNÉRALITÉS

1. 1. Introduction

Un problème de nomenclature concerne la plupart des objets géologiques qui composent les Schistes lustrés, aussi bien à l'échelle de l'échantillon qu'à celle des unités structurales et même des domaines paléogéographiques.

S'agissant plus particulièrement de ces derniers, le tableau (fig. 26) est révélateur à cet égard.

De cette figure se dégage cependant un édifice structural simple formé par un ensemble d'unités d'appartenance océanique, tectoniquement intercalé dans un ensemble d'unités de marge continentale, d'origine paléo-européenne pour les plus basses, paléo-insubrienne (ou paléo-africaines *s.l.*, ou sud-alpines) pour les plus hautes.

Le découpage adopté dans cet ouvrage repose sur les mêmes bases et s'intègre sans difficulté dans ce canevas général. (cf. tableau, fig. 32). Un bref historique des travaux de détail réalisés dans la région précèdera l'exposé du découpage structural. L'évolution sédimentaire et structurale de chacune des unités sera ensuite analysée avant de dégager les principales étapes de l'évolution géodynamique de la région.

1. 2. L'état des connaissances

L'essentiel est résumé par la figure 27. Trois grandes

périodes de recherches se dégagent bien de ce tableau. Il s'agit d'abord de celle de « l'entre deux guerres » pendant laquelle Raguin, confrontant ses travaux en France à ceux de Hermann en Italie, proposera le premier découpage structural des « Schistes lustrés » de Haute-Maurienne [1929] ; puis de la période 1950-1960, qui verra se développer des études lithologiques et cartographiques détaillées avant et pendant la réalisation des grands programmes d'aménagements hydroélectriques des hautes vallées de la Savoie ; enfin, de la période actuelle à partir de 1970, où la pétrologie, la radiochronologie, l'analyse structurale et la lithostratigraphie permettront de révéler un peu mieux la complexité de l'édifice des « Schistes lustrés » du domaine pennique.

1. 2. 1. Les observations décisives de Raguin [1929, 1930]

Le tableau (fig. 27) résume les descriptions de l'auteur, illustrées par la figure 28. En 1930, Raguin proposera de voir dans les « Schistes lustrés », ou bien une nappe indépendante (« Nappe VI ») supérieure aux gneiss du Grand Paradis (« Nappe V »), ou bien la couverture de ces gneiss, faiblement décollée, mais normale dans l'ensemble.

1. 2. 2. La période 1950-1960

La réalisation des grands aménagements hydroélectriques de la Haute Maurienne a donné une prodigieuse impulsion aux recherches lithostrati-

Suisse	Italie				France			Tendances actuelles	
Bearth 1959, 1962, 1967 (Secteur Zermatt - Mont Rose)	Dal Piaz, 1974 (Secteur Mont Rose - Val d'Aoste)	Caby, Kiénast et Saliot, 1976, 1978 (Val d'Aoste)	Caby, 1981 (Val d'Aoste)	G. Elter, 1971 (Haut Val d'Aoste)	Lemoine et Michard (1963) (Alpes cottiennes) Hypothèse de travail	J.M. Caron, 1977 (Alpes cottiennes septentrionales)	Lagabrielle, (1987) (Queyras)	Nomenclature	Attributions
Zone Théodul-Rothorn	Zone du Combin	"Upper Schistes lustrés"	"Schistes lustrés indifférenciés Piémontais externe"	"Vrais Schistes lustrés" à ophiolites (Ensemble B)	"bassin piémontais interne"	Wildflysch du Crétacé supérieur Liguro piémontais	"Unité océanique supérieure" "Unité océanique médiane" "Unité océanique basale"	Sud-alpin	Paléo-marge insubrienne
BDP			Série océanique						
Zone Zermatt-Saas-Fee	Zone Zermatt-Saas-Fee	"Lower Schistes lustrés"	Zone de Zermatt ou Nappe piémontaise inférieure	GE	"bassin piémontais externe"	Piémontais Interne Piémontais Externe	"Unité des Calcschistes (Piémontais externe)"	Liguro-piémontais. (Lemoine & Tricart, 1986)	Paléo-océan téthysien
				"Faux Schistes lustrés" sans ophiolites (Ensemble A)				Piémontais Lemoine et Tricart, 1986	Paléo-marge européenne

Fig. 26. – Tableau de correspondance entre les principales nomenclatures des ensembles de Schistes lustrés dans les Alpes occidentales.

B.DP : Coupure métamorphique majeure individualisée par Bearth puis Dal Piaz ; GE : Coupure lithologique et structurale majeure soulignée par G. Elter.

graphiques et cartographiques. En 1958, les géologues du Service Géologie d'Electricité de France, en compagnie d'Ellenberger et de Goguel notamment, établissent, à ma connaissance, la première synthèse cartographique et lithologique des Schistes lustrés compris entre les massifs d'Ambin, de la Vanoise et du Grand Paradis. La carte et des coupes remarquables, accompagnées d'une brève notice explicative, resteront cependant inédits. Ces travaux méritaient d'être publiés. Ils apparaissent sur les figures 29.

Dans ce travail, les auteurs distinguent quatre ensembles tectoniques distincts dont la nappe des « Schistes lustrés », elle-même scindée en quatre unités différentes (fig. 27). Ils proposent également un schéma de mise en place de ces diverses entités : « La mise en place tectonique des différentes unités de Schistes lustrés s'est faite suivant un processus très compliqué dû aux facteurs suivants :

- *ancienne surface irrégulière déformée par des mouvements tectoniques (et modelée par l'érosion ?), sur laquelle les différents fragments de la nappe des Schistes lustrés sont venus s'empiler ;

- *écoulement plastique de la nappe... se scindant en plusieurs fragments sous l'effet des poussées tectoniques et de la gravité. Les fragments se replient sur eux-mêmes ou s'étirent au gré des conditions tectoniques locales ;

- *écoulement facilité par la présence d'importantes masses de Trias ;

- *superposition de plusieurs phases tectoniques d'orientation différentes et parfois opposées ;

- *enfin, réaction mécanique des trois massifs cristallins Vanoise-Ambin-Grand Paradis, disposés en triangle ».

Malgré l'absence de références paléogéographiques, ce travail représente la première analyse globale des « Schistes lustrés ».

1. 2. 3. La période actuelle, à partir de 1970

Deux grandes coupures majeures vont être mises en évidence à partir des recherches pétrostructurales et lithostratigraphiques.

La première est celle relevée par Bearth en Suisse sur la transversale du Mont Rose [1959, 1962 et 1967], par Dal Piaz en Val d'Aoste oriental et par Kiénast en Val d'Aoste occidental. Elle sépare un ensemble de « Schistes lustrés » dits « inférieurs », à métamorphisme alpin polyphasé dont l'apex est caractérisé par des paragenèses à faciès éclogitique, d'un ensemble supérieur uniquement affecté par des métamorphismes à faciès Schiste bleu et Schiste vert. Le premier s'avère riche en matériaux basiques et ultrabasiques ; le second reste dépourvu ou presque, d'ophiolites. Cette coupure fondamentale

représentée sur les figures 26-27 porte le symbole (B.DP) ; elle sera confirmée par Bocquet-Desmons [1974], Caby *et al.* [1976], Saliot [1978], Chopin [1979] en Haute-Maurienne ainsi que par Pognante [1980] dans le Val de Suse.

Dans le même temps, Chopin, sur les traces de Saliot, propose un schéma structural moderne du secteur de Bonneval, s'appuyant sur des données nouvelles, pétro-géochimiques, radiochronologiques et stratigraphiques (fig. 27). Sont particulièrement détaillées, les modalités du métamorphisme alpin polyphasé et l'âge de l'événement majeur (80-60 Ma). L'auteur définira par ailleurs une unité particulière au sommet de l'édifice structural des « Schistes lustrés ». Faite de pélites noires et de lits grés-carbonés affectés par un métamorphisme à faciès Schiste bleu de bas grade, elle s'apparente en partie à « l'Unité IV » des géologues d'Electricité de France (fig. 27). On remarque enfin que Chopin attribue une origine paléogéographique océanique aux trois unités de « Schistes lustrés » individualisées.

De la même façon, Pognante et ses collaborateurs élaborent des schémas structuraux du Val de Suse. Le premier schéma [1980] est calé en partie sur les travaux de J.M. Caron dans les Alpes cottiennes ; le second [1983] reste plus simple et plus partiel géographiquement. Cependant dans les deux cas on note l'existence d'unités à substratum continental tectoniquement superposées à des unités à substratum océanique.

La deuxième coupure tectonique fondamentale est individualisée par G. Elter [1971] à partir d'observations essentiellement lithostratigraphiques. Elle sépare des unités à substratum de nature continentale, d'unités à base stratigraphique formée de matériaux ultrabasiques rapportés au paléo-plancher océanique. Un tel contact apparaît sur les figures 26-27 avec le symbole (G.E). L'auteur montrait également que la couverture immédiate des « ophiolites » s'apparentait, au métamorphisme près, à celle découverte en Ligurie par Decandia et P. Elter [1969].

En ce qui concerne plus précisément les éléments de la couverture des ophiolites, nous fûmes frappés par l'observation répétée de deux phénomènes distincts : d'une part l'alternance calcschistes - prasinites - quartzites et gneiss, déjà reconnue par Raguin [1929] et Michel [1953], d'autre part l'existence de blocs souvent de forte taille et de nature essentiellement basique et ultrabasique. De tels caractères suggéraient l'existence d'une série flyschöide unique à olistostromes ophiolitiques. Nous en fîmes le marqueur de l'obduction du paléodomaine océanique téthysien sur la marge européenne au cours du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur [Fudral *et al.*, 1977 ; Rampnoux *et al.*, 1977, fig. 30].

En 1979, dans sa thèse, Robert modifiait et complétait ce schéma sur deux points (fig. 27) :

1. Les caractères métamorphiques des « Schistes lustrés » contraignaient à subdiviser en deux unités la

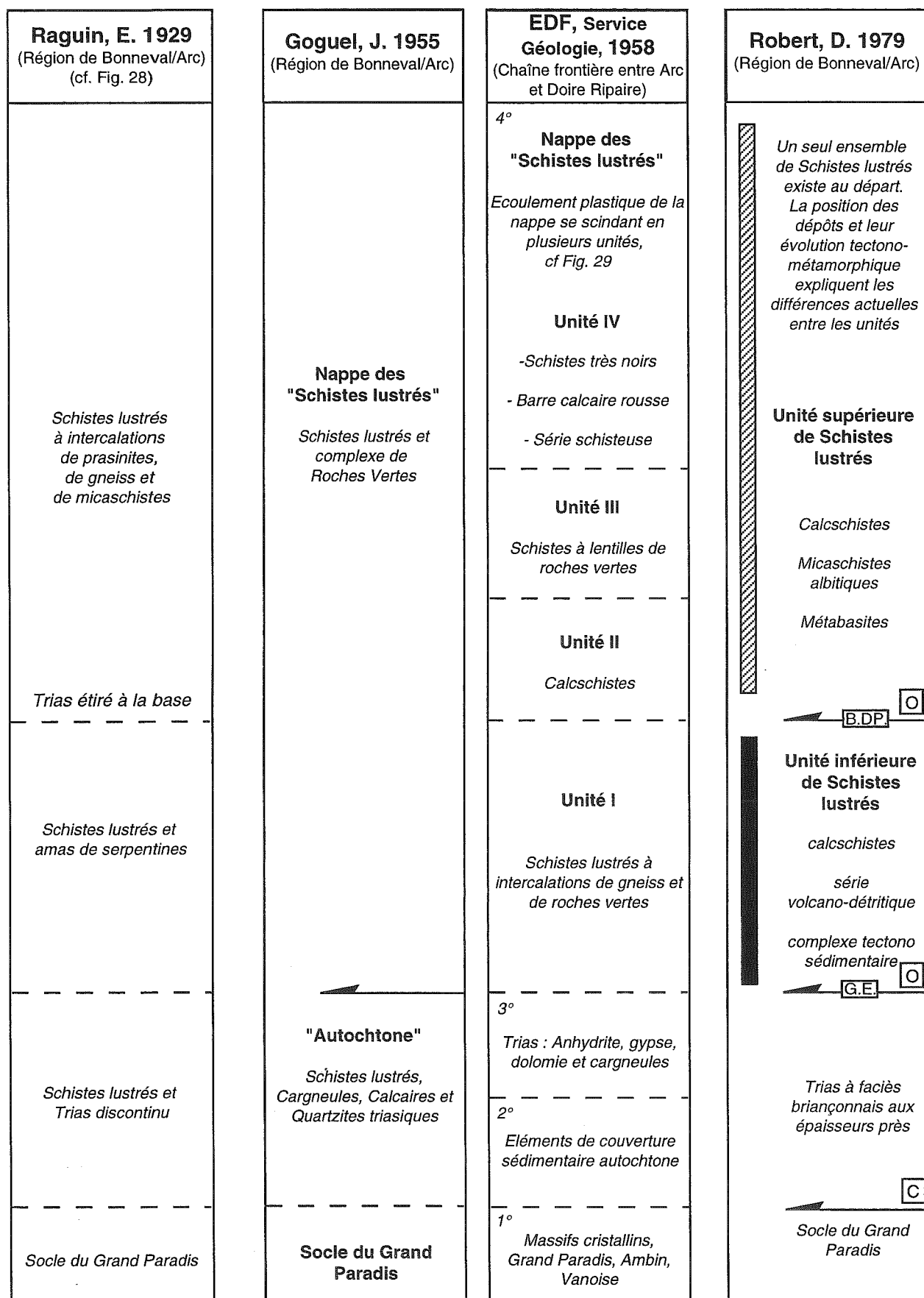
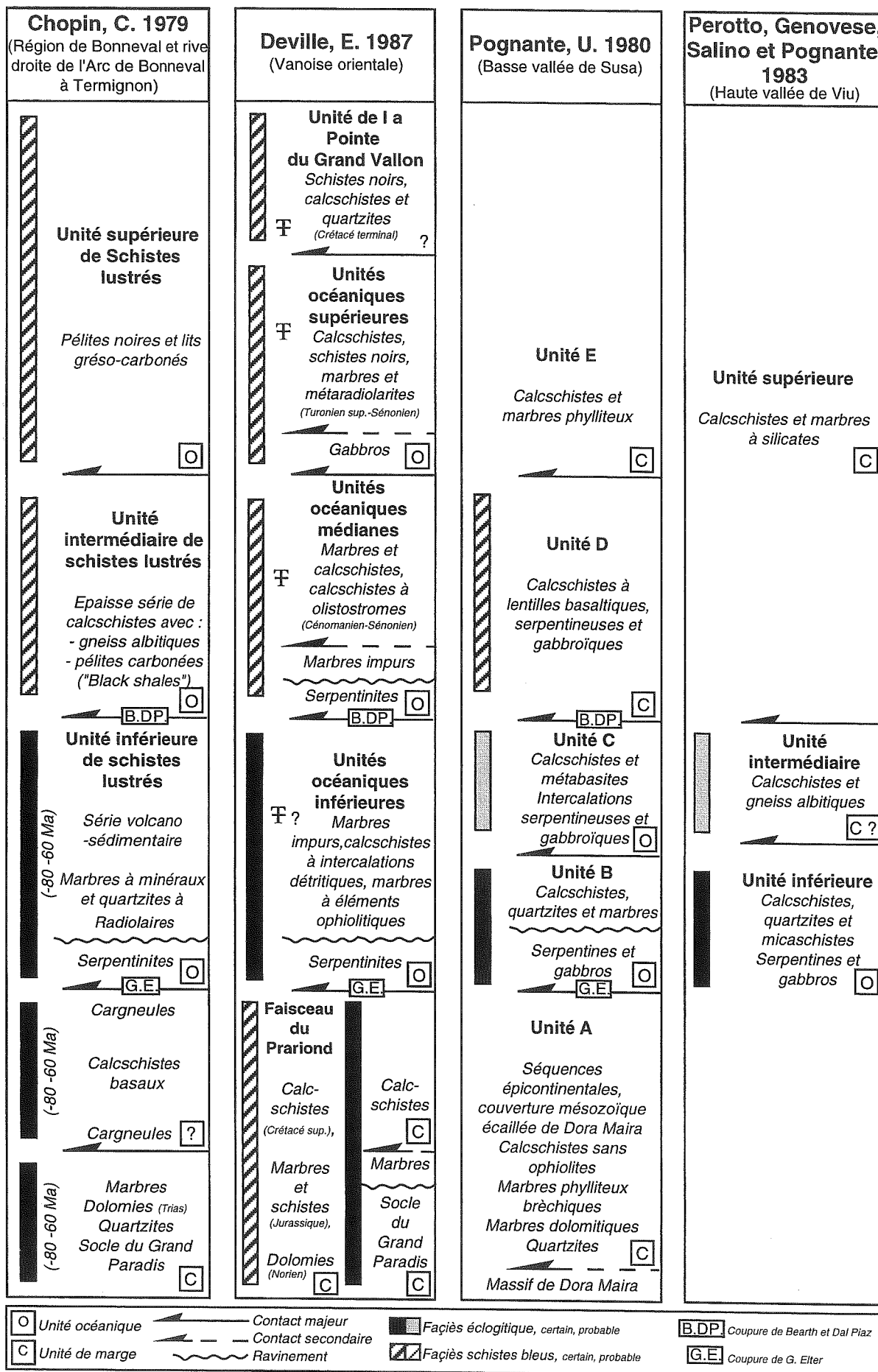


FIG. 27. – Les principales interprétations du secteur depuis E. Raguin, [1929].



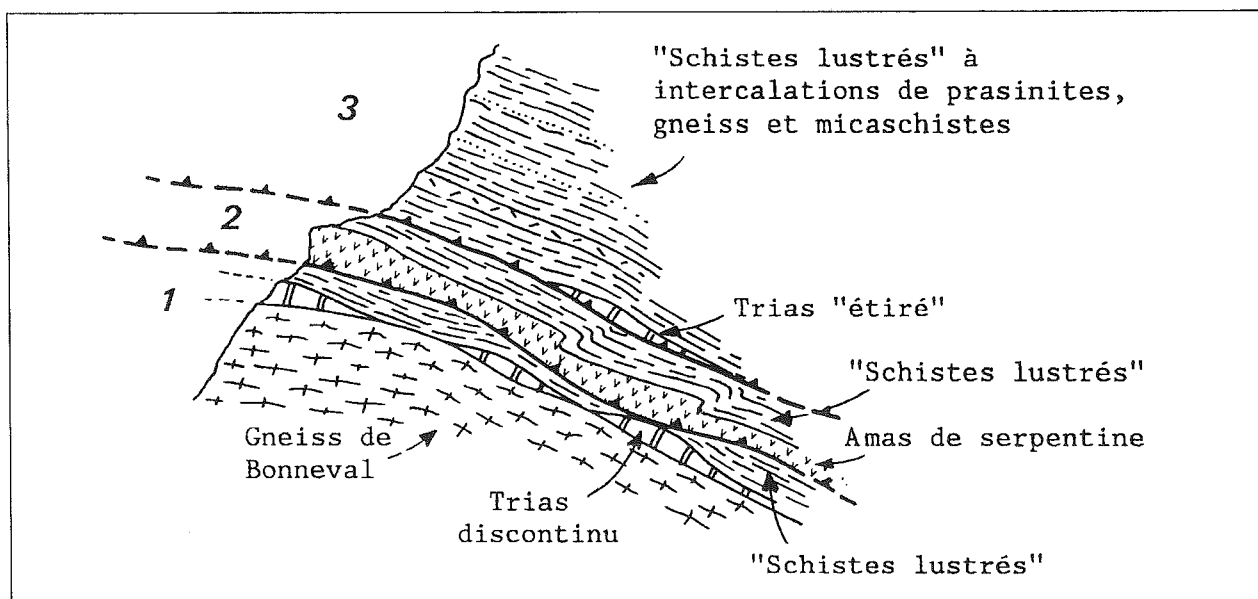


FIG. 28. – Subdivision de la nappe des Schistes lustrés en Haute-Maurienne, d'après les travaux de Raguin, [C.r. Acad. Sci. Paris, 1929].

série flyschöide - envisagée en 1977 -. L'auteur imaginait toujours cependant l'existence originelle d'un ensemble unique de « Schistes lustrés » à ophiolites. La position des dépôts dans le bassin des calcschistes et leur évolution tectono-métamorphique expliquaient à elles seules les différences observables au niveau des deux unités individualisées.

2. L'existence d'un complexe à blocs ophiolitiques à matrice carbonatée en couverture normale des serpentinites de Bonneval (fig. 31) amena Robert à concevoir l'ensemble comme une formation « tectono-sédimentaire » née aux dépens de la croûte océanique téthysienne soit au cours d'une tectonique compressive, soit pendant le fonctionnement d'une faille transformante intra-océanique [1979, p. 61 et 97].

Chopin avait noté lui aussi le caractère particulier des rapports stratigraphiques liant les serpentinites de Bonneval à leur couverture immédiate, couverture originale par la richesse en minéraux de métamorphisme qu'elle présente et qu'il nomma « marbres à minéraux ».

1. 3. Le schéma structural adopté, les problèmes

Les Schistes lustrés de Haute-Maurienne appartiennent à un édifice de nappes superposées (fig. 32 et pl. hors-texte 1). Le déchiffrement de cet édifice repose sur des levés cartographiques et structuraux d'une part, sur des études lithologiques et stratigraphiques d'autre part ; il s'appuie ensuite sur les données pétrographiques, métamorphiques et radiochronologiques connues à ce jour. L'organisation de cet édifice s'accorde, en général, avec celles des divers cadres proposés par Chopin, Robert et Pognante. Elle dérive de celles proposées récemment

par Deville [1987], figure 27, Fudral *et al.* [1987] et Deville *et al.* [1991].

Se superposent ainsi, du bas vers le haut, des unités issues de la paléomarge européenne ou unités piémontaises s.s. et des unités issues du paléo-océan téthysien ou unités liguro-piémontaises.

1. 3. 1. Les unités issues de la paléomarge européenne ou unités piémontaises s.s.

Certaines ne sont faites que de matériel anté-triasique, d'autres montrent uniquement des couvertures mésozoïques d'âge triasique à Crétacé supérieur basal. Les premières représentent vraisemblablement le substratum originel des secondes.

1. 3. 1. 1. Les unités à matériel anté-triasique

Elles comportent des éléments de socle cristallin ainsi que des formations détritiques acides vraisemblablement fini-hercyniennes. Elles appartiennent essentiellement à la frange septentrionale du massif cristallin de Dora Maira et se résument à de longues bandes étirées et plissées avec le matériel des unités de couvertures mésozoïques d'une part et de la base des unités océaniques inférieures, d'autre part. L'apex du métamorphisme alpin a atteint ici les conditions du faciès éclogitique.

1. 3. 1. 2. Les unités de couverture mésozoïque

Elles constituent la première enveloppe métasédimentaire des massifs cristallins internes de Dora Maira au Sud et du Grand Paradis au Nord.

Des quartzites blancs attribuables au Trias inférieur ou des dolomies claires attribuables au Trias moyen constituent la base stratigraphique de ces unités. Les dolomies supportent des marbres clairs, gréseux et dolomitiques, attribués au Dogger-Malm sur lesquels vient stratigraphiquement, en discordance par ravinement, un ensemble hétérogène de « Schistes lustrés ». Il s'agit de marbres gréseux, de calcschistes et de metabasites dont certaines ont clairement une origine volcano-détritique basique (métagrès et métaconglomérats ophiolitiques). Les marbres de la base de ce dernier ensemble ont été datés du Crétacé supérieur basal grâce à des restes de Globotruncanidés [Marthaler *et al.*, 1986].

L'organisation des divers niveaux de Schistes lustrés obéit à une succession de rythmes sédimentaires à caractères syn-orogéniques.

C'est à partir du déchiffrement d'une telle série que l'on a pu définir stratigraphiquement le domaine piémontais *s.s.* et reconstituer les rapports marge européenne - océan téthysien à l'aube du Crétacé supérieur.

L'empreinte du métamorphisme alpin s'est traduite dans ces unités par des paragenèses à faciès éclogitique.

1. 3. 2. Les unités issues du paléo-océan téthysien ou unités liguro-piémontaises

Elles appartiennent à trois ensembles distincts (fig. 32 et planche hors-texte I). Leur ordre de superposition, du bas vers le haut, obéit aux trois règles suivantes :

A. Seules les unités inférieures possèdent un substratum ultrabasique, indubitablement recouvert stratigraphiquement par des Schistes lustrés. Un tel substratum apparaît écaillé, en semelle tectonique du matériel métasédimentaire des unités médianes ; il n'a pas été observé dans l'unité supérieure.

B. L'importance du détritisme en volume et en taille des éléments remaniés, ophiolitique ou non, et remarquable au sein des puissantes séries de Schistes lustrés, décroît des unités basses vers les unités hautes.

C. L'apex du métamorphisme alpin qui appartient aux domaines de la haute pression, décroît également en intensité des unités basses vers les unités hautes. De nature éclogitique dans les unités inférieures il n'atteint que le faciès Schiste bleu dans les unités médianes et supérieures.

Trois repères chronologiques précisent ce cadre général.

a- Certaines séquences de marbres gréseux et de calcschistes à arénites grossières des unités de marge et des unités océaniques médianes ont été datées du Crétacé supérieur basal grâce à des Foraminifères planctoniques [Marthaler *et al.*, 1986 ; Marthaler *in* Fudral *et al.*, 1987].

b- L'âge du premier métamorphisme alpin est daté radiochronologiquement de l'intervalle 80-60 Ma dans

les unités océaniques inférieures [Chopin et Maluski, 1978, 1980]. En revanche, il est moins bien connu dans les unités médianes et demeure inconnu dans l'unité supérieure.

c- L'édifice complet des Schistes lustrés est structuré et métamorphisé avec le matériel des unités briançonnaises plus externes ainsi que l'attestent leurs relations structurales (pl. hors-texte 2) et les âges métamorphiques communs situés vers 40 Ma (événement alpin *s.s.* des auteurs).

Quelques questions fondamentales découlent de cette rapide présentation.

Tout d'abord quelle est la véritable nature et l'origine du substratum ultrabasique des unités océaniques ? et comment s'effectue le passage entre le matériel mafique et les puissantes séries de Schistes lustrés ?

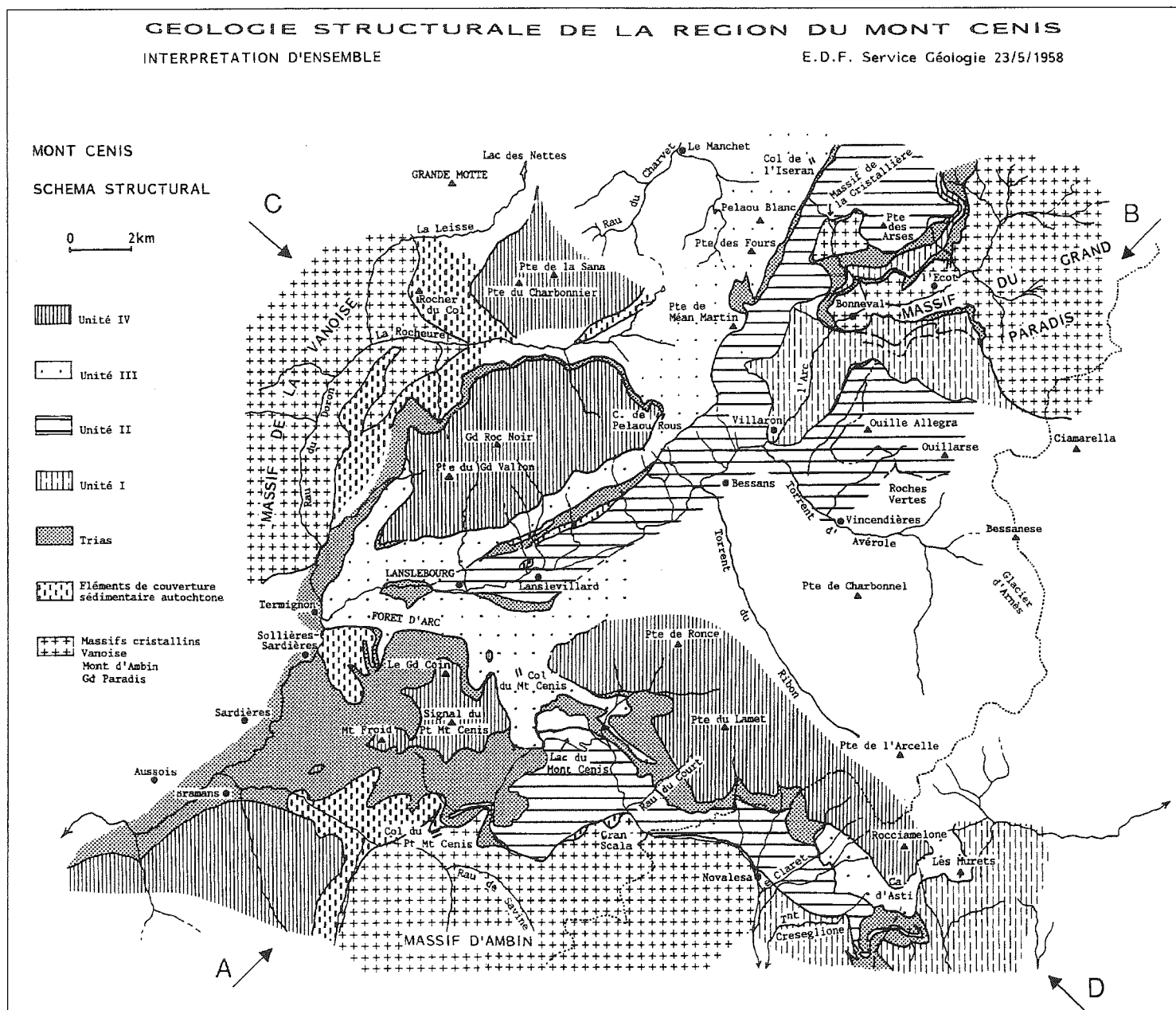
Ensuite, les formations de Schistes lustrés de marge et celles des unités océaniques médianes ont le même âge, Crétacé supérieur basal. Celles des unités océaniques inférieures et supérieure ne sont pas datées mais paraissent bien appartenir à cette période [cf. Deville, 1987]. Une telle hypothèse implique l'existence d'une « zone de faciès », d'un bassin, développé au Crétacé supérieur basal sur des substratums de nature très diverse. Ce type de Schistes lustrés scelle donc un épisode tectonique majeur, quel que soit sa nature. A partir d'arguments différents, Caron [1977] avait imaginé un événement similaire.

Enfin, les unités océaniques inférieures et les unités de marge ont vu le développement du faciès éclogitique à la même époque. Étaient-elles en contact au moment de ces transformations endogènes que la plupart des auteurs font débiter au tout début ou pendant le Crétacé supérieur ? Ceci revient à poser la question de savoir où la fermeture de l'océan a commencé de se produire ; en domaine purement océanique ou près d'une marge (et en l'occurrence il s'agirait ici de la paléomarge européenne) ?

2. — ANALYSES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES

2. 1. Les unités issues de la paléo-marge européenne ou unités piémontaises *s.s.*

Elles affleurent au Sud - Sud-Est du secteur étudié, à l'aval de Susa, le long de la Doire Ripaire, où leur matériel forme l'essentiel des ressauts de la base des versants (pl. hors-texte 1 et 3). On séparera l'unité de socle de Maisonnettes-Molle et l'écaillage de socle de Alpi Colone de l'unité de couverture mésozoïque de Susa-Chianocco.



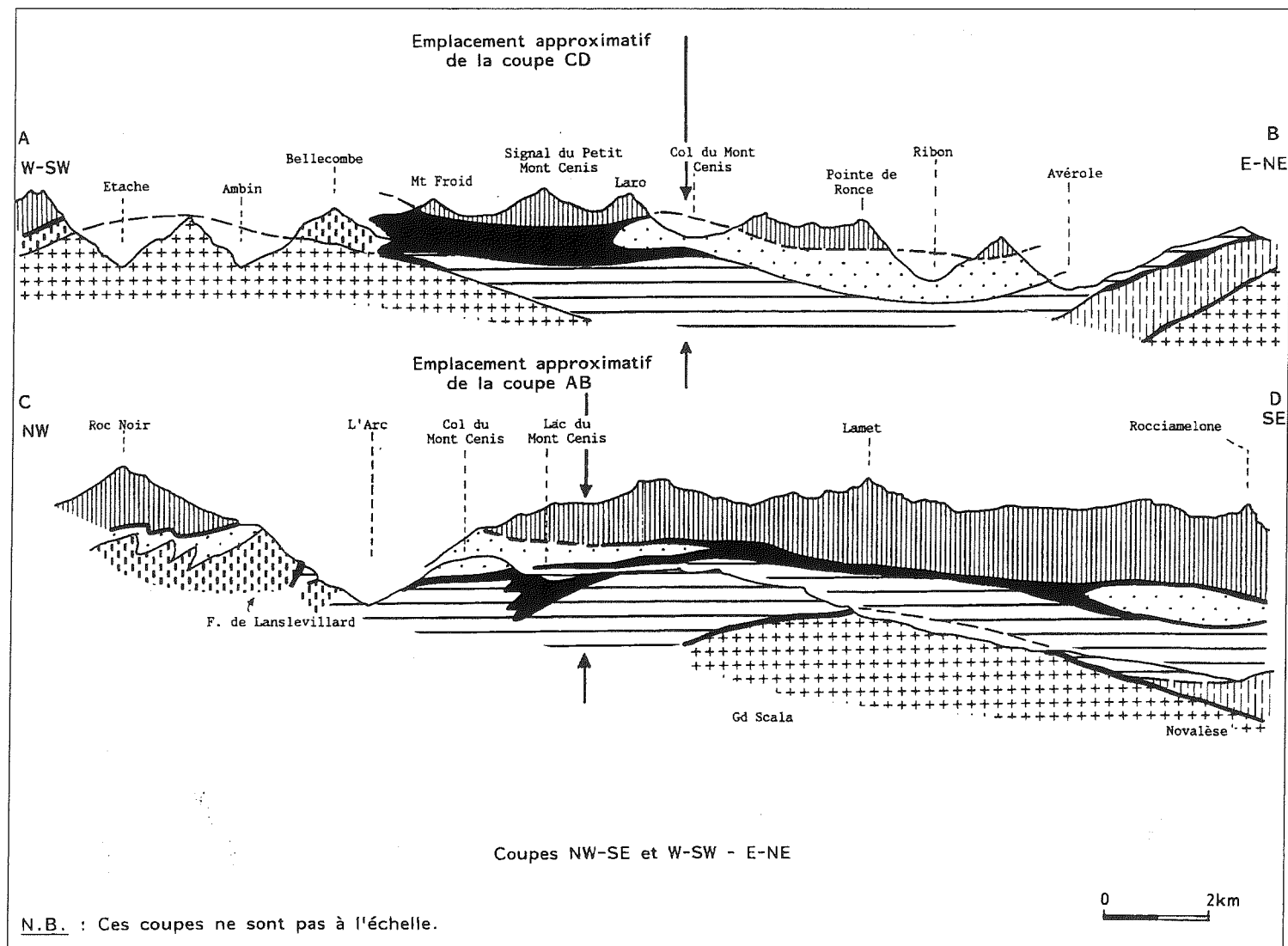


FIG. 29. – La première synthèse lithologique et structurale des Schistes lustrés compris entre les massifs d'Ambin, du Grand Paradis et de la Vanoise [Rapport Electricité de France, 1958, Division Géologie-Géotechnique, inédit].

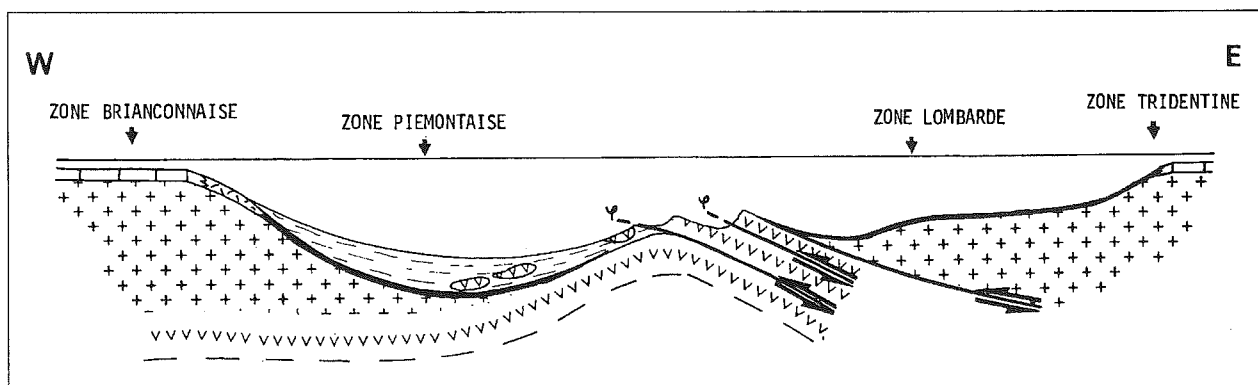


FIG. 30. – Schéma de l'obduction du paléodomaine océanique téthysien sur la marge européenne au cours du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur [Hypothèse Rampnoux, Fudral et Robert, Congrès international de Grenoble, 31 mai - 9 juin 1977 : Associations basiques et ultrabasiques dans les zones orogéniques - Colloque B.U.M.A.].

Au Nord - Nord-Est, on distingue les unités de couverture du Gias Nuovo et du Col de Sea, reposant tectoniquement sur la retombée sud de l'unité de socle du Grand Paradis.

2. 1. 1. A l'aval de Suse, en rive gauche de la Doire

2. 1. 1. 1. Les unités à matériel anté-triasique

A. L'unité de Maisonnettes-Mole

* Elle appartient à l'une des longues apophyses est-ouest de la frange septentrionale du socle ancien de Dora Maira. Se rapporteraient également à cette unité deux lames isolées au sein de dolomies du Trias moyen, observables, l'une près du lieu-dit Maisonnettes, et l'autre près de Grangie (cf. carte géologique, pl. hors-texte 1).

* L'ensemble du matériel pétrographique demeure mal connu. De nouveau travaux de cartographie et de pétrographie fines sont en cours [Cadoppi, 1991].

Les micaschistes pré-triasiques de Franchi (« Pretriasico » de la feuille Susa à 1/100 000) recouvrent en fait une multitude de faciès distincts. En 1966, Vialon classait le matériel observable dans ce secteur dans « l'Ensemble du Dronero » dont le trait commun des faciès est la constante liaison des roches à caractères éruptifs avec celles à caractères détritiques. Une origine volcano-détritique acide et un âge permien étaient alors proposées pour cet ensemble. Cependant, pour Bortolami et Dal Piaz [1970] l'essentiel de ces roches dériverait en fait d'un matériel purement granitique pré-westphalien. Les premiers travaux de Cadoppi [1991] révèlent en effet l'importance des métagranites. Toutefois des ensembles gneissiques et micaschisteux paradérivés existent également, certains d'entre eux étant d'ailleurs considérés comme mono-métamorphiques.

Se posent donc ici les mêmes problèmes que ceux

soulevés par le matériel constitutif du massif cristallin du Grand Paradis, tout proche.

* Aucune donnée radiométrique n'est venue à ce jour préciser l'âge d'un tel matériel. Selon Dal Piaz *et al.* [1985], les roches à cachet orthodérivé pourraient avoir un âge similaire à ceux déterminés dans les métagranitoïdes du Mont Rose et du Grand Paradis [310 ± 50 Ma à partir d'une isochrone Rb-Sr sur roche totale au Mont Rose, Hunziker, 1970 ; 300 à 350 Ma par la méthode du plomb total sur zircon au Grand Paradis, Pangaud *et al.*, 1957 ; Chessex *et al.*, 1964].

* Nos observations demeurent très parcellaires. La lame de socle du secteur de Grangie est la plus riche en type pétrographiques. On y note en effet, des quartzites,

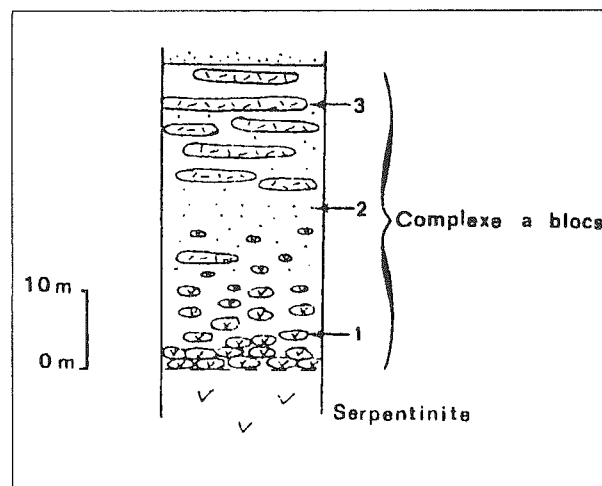


FIG. 31. – Coupe schématique à travers le complexe à blocs ophiolitiques sus-jacent aux serpentines de Bonneval [« Complexe tectono-sédimentaire », ruisseau d'Andagne, Robert, 1979, p. 61].

1- Bloc de serpentinite.

2- Fragments millimétriques mafitiques et ultramafitiques.

3- Blocs de diopsidite, d'épidotites, d'éclogites, etc...

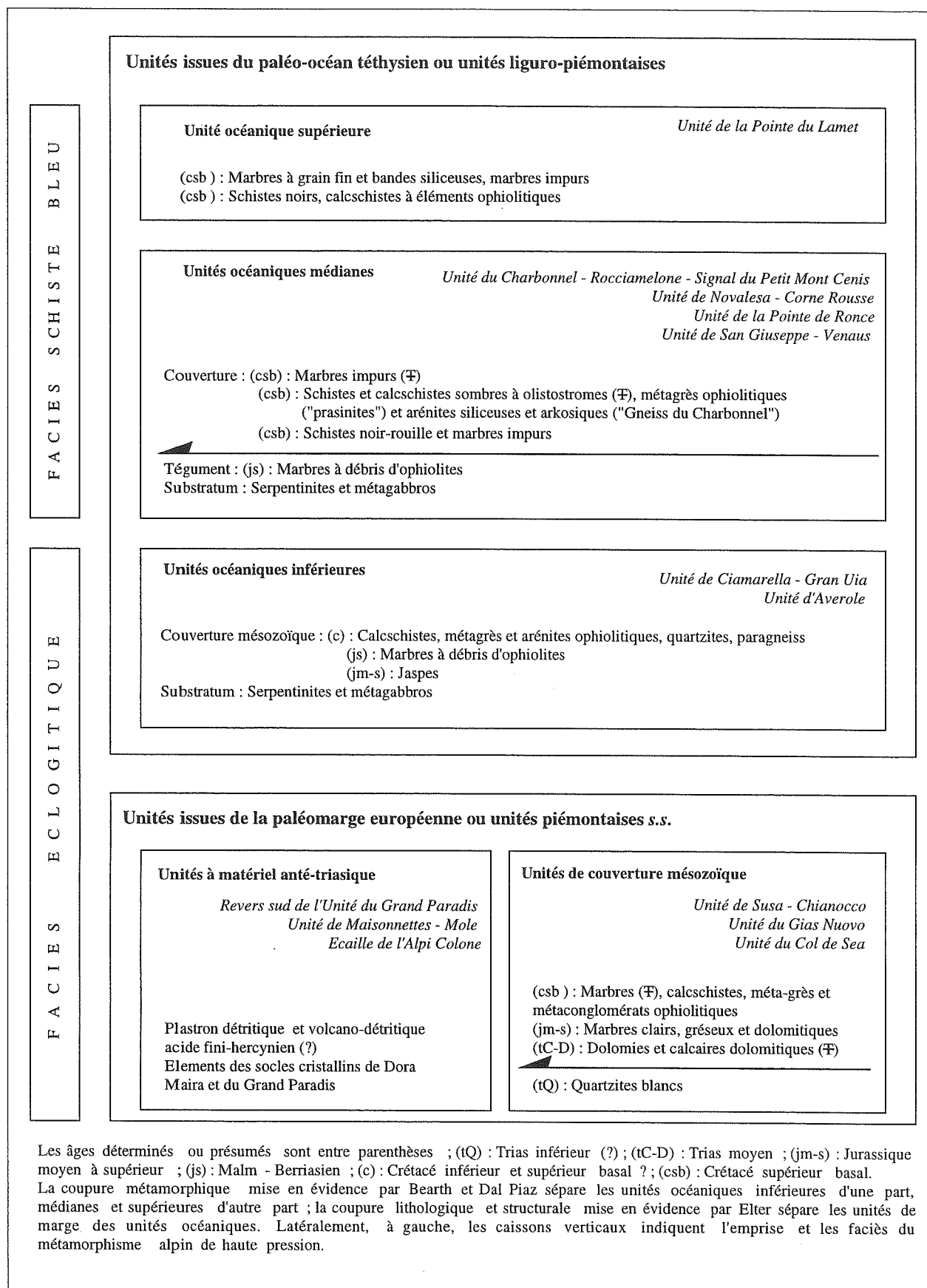


Fig. 32. – Les Schistes lustrés de la chaîne frontière franco-italienne entre Arc et Doire Ripaire : l'édifice structural adopté et ses caractéristiques générales.

des gneiss clairs à grain fin, des gneiss chlorito-albitiques ainsi que des gneiss sombres, porphyroblastiques à grenats. Ces roches ont vraisemblablement une origine paradérivée. L'essentiel du matériel de l'apophyse se raccordant à l'Est au socle Dora Maira montre quant à lui une remarquable homogénéité de structure et de composition. Bien observables notamment en bordure de la route Barillera-Mole, au Nord immédiat de Chianocco, les roches possèdent une structure granoblastique ou granolépido-blastique souvent hétérogranulaire, à porphyroblastes de microcline. Le quartz reste l'élément dominant (environ 50%) d'une paragenèse qui comporte d'abondants micas blancs et de l'albite, du microcline en grain et du glaucophane. Ce matériel pourrait appartenir à l'une des unités de métagranites ou de métamonzonites porphyriques décrites par Cadoppi [1991].

B. L'écaïlle de socle de Alpi Colone

* D'extension limitée, elle apparaît sur le revers sud de la Pointe de la Gran Uia entre Alpi Colone et le fond du ruisseau issu du Passo Coupe Trape.

* Ce lambeau de socle est mentionné ici pour mémoire. Il n'a pas donné lieu à des observations particulières.

2. 1. 1. 2. L'unité de couverture mésozoïque de Susa-Chianocco

Elle est bien développée à l'aval de Susa jusqu'au delà de Chianocco où elle enveloppe le socle de Dora Maira. Structuralement, et à l'échelle de la vallée de la Doire, elle dessine un magnifique *v* topographique dont la pointe est dirigée vers l'Ouest [cf. schéma structural de la feuille Lanslebourg - Mont d'Ambin nord au 1/50 000 Fudral *et al.*, 1994].

Des métadolomies et des calcschistes constituent l'essentiel de cette unité tectoniquement débitée en plusieurs sous-unités. Depuis Franchi et Di Stéfano [1896] et Franchi [1897, 1898] on rapportait les successions observables au Trias et au Jurassique inférieur à moyen. Ces auteurs avaient en effet découvert des restes de Lamellibranches, Gastéropodes et Ammonites dans des calcschistes des Alpes cottiennes méridionales [1896] et de Crinoïdes dans les dolomies de la région de Chianocco en Val de Suse [1897, 1898].

A. La série stratigraphique

a. Les coupes de référence

a. 1. La coupe de Crotte (fig. 33 et 34)

Observée au cours de ma deuxième année de terrain [1977], revue en 1978 avec C. Blake et présentée au XXVIème C.G.I. à Paris [Fudral et Blake, 1980], elle ne

fût bien comprise qu'après la mise en évidence de restes de foraminifères planctoniques par Marthaler en 1985 [Marthaler *et al.*, 1986].

Elle est située en contrebas immédiat du chemin d'Ambruna à Maisonnettes, au droit du hameau de Crotte ($x = 50,475$ km ; $y = 0,900$ km et $z = 670$ m - zone 32 TLR, feuille I.G.M. Bussoleno au 1/25 000). De bas en haut, se superposent stratigraphiquement les termes suivants :

(1) Des métadolomies, blanches ou jaunâtres, en bancs métriques, qui s'associent progressivement vers le haut à des interlits calcaires décimétriques. Le dernier mètre est constitué par des dolomies micacées roussâtres.

(2) Deux mètres environ de marbres gris bleu, en bancs décimétriques. Les niveaux inférieurs sont riches en filets grésomicacés ou grésodolomitiques roussâtres et remanient quelques galets centimétriques de dolomies. Les niveaux supérieurs, plus homogènes, fétides au choc, se ponctuent de taches également centimétriques, bleutées, sombres (photo 1), assimilables pour certaines à des vestiges de fossiles recristallisés (Polypiers ?). L'examen de ces formes, en lames minces, n'apporte pas de renseignements supplémentaires.

(3) Enfin, une séquence de 4 à 5 m de marbres beiges, gréseux et légèrement phylliteux, avec localement de fines bandes siliceuses et des intercalations de calcschistes. La base de cette formation détritique ravine les calcaires bleutés sous-jacents qui y sont remaniés sous forme de petits galets. On y trouve aussi des éléments de dolomies.

La coupe s'arrêtant au chemin, l'épaisseur réelle de cette formation ne peut être connue ici.

Les dolomies de la formation (1) sont rapportées au Trias depuis Franchi [1898, p. 174-175]. Par leur faciès, on peut les rapprocher des assises anisoladiniennes de Vanoise orientale ainsi que l'avait déjà proposé Michard [1967] à partir de comparaisons établies avec les coupes dressées par Ellenberger [1958]. Plus précisément, j'attribue cette formation à la fin de l'Anisien et au Ladinien du fait de l'existence de faciès typiques des cycles II et III décrits par Baud et Mégard [1975] en domaine Briançonnais (« calcaires rubanés », « dolomies blanches » ... du cycle II par exemple).

Les calcschistes de la formation (3), jadis attribués au Jurassique, ont livré plusieurs restes de foraminifères planctoniques dont ceux d'une *Whiteinella* sp. probable (photo 2, détermination M. Caron) de la base du Crétacé supérieur [Marthaler *et al.*, 1986].

La formation (2), intermédiaire, ne peut pas être datée directement en raison du manque de fossiles déterminables. Deux arguments nous autorisent cependant à l'attribuer à la fin du Jurassique :

- tout d'abord sa position entre le Trias moyen et le Crétacé supérieur qui les remanie;
- ensuite les caractères faciologiques de ces marbres

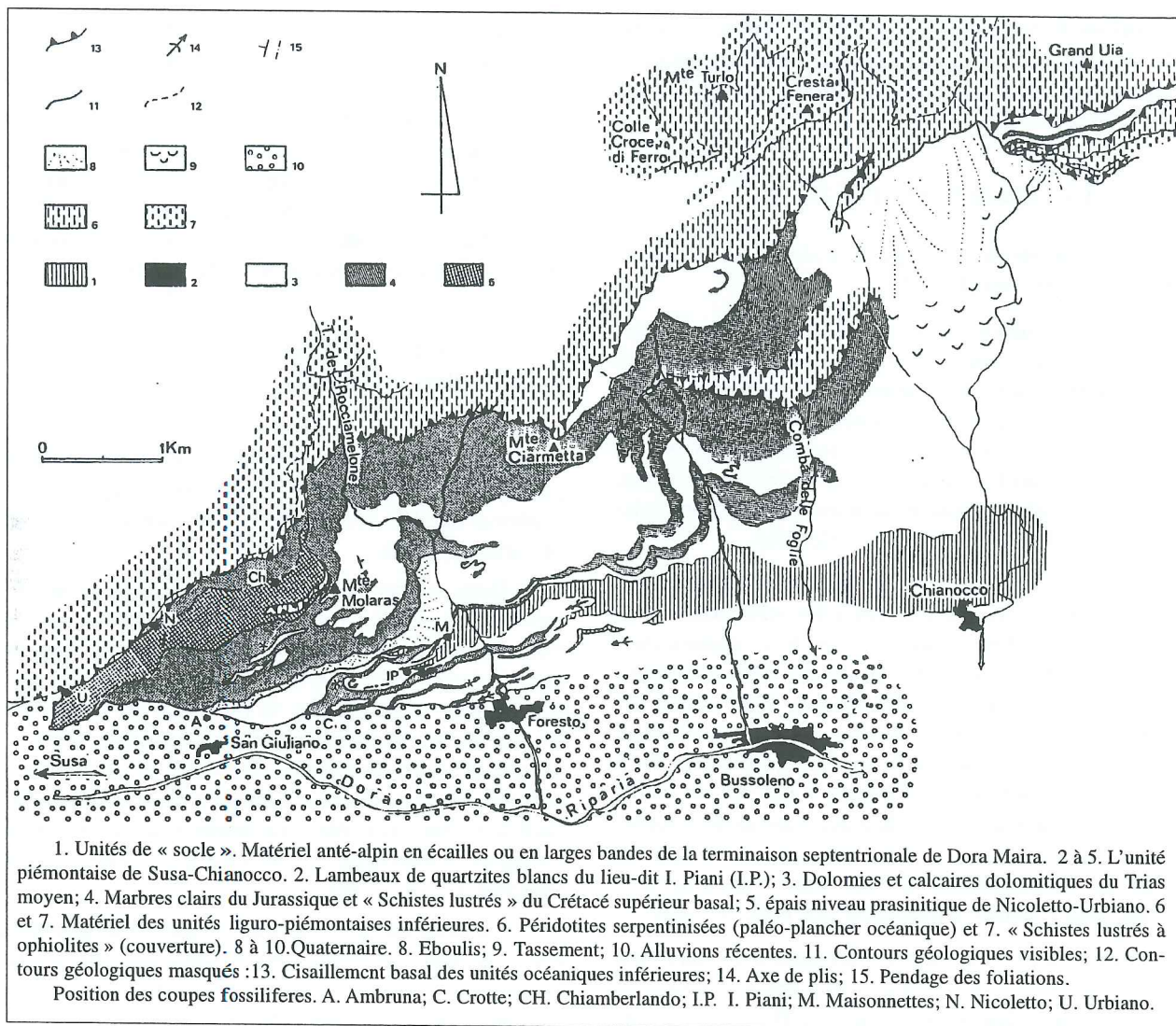


Fig. 33. – Carte géologique de la rive gauche de la Doire Ripaire à l'aval de Susa : L'unité piémontaise s.s. de Susa-Chianocco.

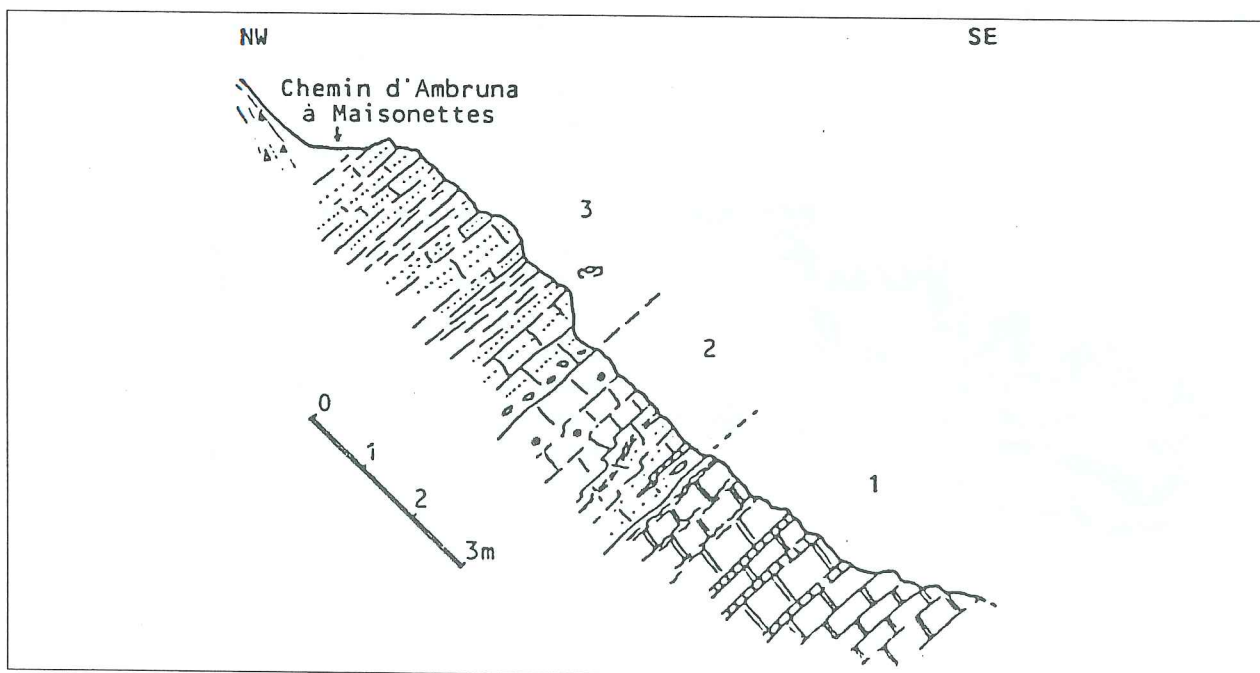


Fig. 34. – Coupe de Crotte, commentaires dans le texte.

rappellent fortement ceux des niveaux attribués à la fin du Dogger et au début du Malm dans le Briançonnais de Vanoise [Ellenberger, 1958, p. 299-301 ; Jaillard, 1984, p. 82-96 et Deville, 1987].

a. 2. La coupe de Foresto (fig. 35)

Elle corrobore la coupe précédente et précise le passage des termes (1) à (2).

* En rive droite du torrent de Rocciamelone, entre les dolomies de la formation (1) qui dominent Foresto et les marbres « à taches bleutées » de la formation (2) apparaissent sur quelques dizaines de centimètres de fins niveaux roussâtres de micaschistes dolomitiques. En lame mince, on observe des lits ankéritiques avec quartz, phyllites et calcite séparant nettement les métadolomies franches de lits de micaschistes calcifères.

Il est difficile de faire de cet ensemble de faciès l'équivalent des niveaux de dolomies schisteuses ou de dolomies à interlits métacinéritiques, bien connues, de la fin du Trias en domaine Briançonnais [« Série d'Ambin » et du « Plan des Nettes », Ellenberger, 1958 ; séries des unités de type Val d'Isère, Deville, 1987] ou du domaine piémontais [coupe de Pradleves-Cauri, Michard, 1967, p. 164 ; séries de type « Gad Il Caire », Caron J.M., 1977]. Il pourrait s'agir de niveaux de remaniements des couches dolomitiques sous-jacentes, associés à des apports argileux, éventuellement dans le cadre d'une émergence. C'est, pour l'instant, l'hypothèse que nous retenons.

* Au-dessus de ces termes micaschisteux calcifères, les formations (2) et (3) décrites précédemment se retrouvent avec les mêmes caractères. D'ailleurs, le long du chemin de Foresto à Maisonnettes, les calcschistes gréseux ont également livré de nombreux restes ankéritisés de foraminifères planctoniques, le plus souvent monocarénés, dont on peut avancer avec

précaution les noms de : *Praeglobotruncana* sp. (Turonien inf. - Sénonien sup. ?) ; *Marginotruncana* sp. (Turonien sup.-Coniacien ?) et *Globotruncana* sp. (Crétacé supérieur indifférencié) - (photos 3 et 4). Dans une même lame mince [Marthaler *et al.*, 1986] on trouve donc des faunes mélangées, qui évoquent un remaniement. On peut en déduire prudemment que l'âge du dépôt des calcschistes est un peu plus jeune (Sénonien inférieur ?) que celui des faunes elles-mêmes.

a. 3. Les autres coupes du versant sud du Monte Molaras - Rocca del Chiodo

Elles permettent de retrouver en plusieurs points le passage Jurassique-Crétacé, de confirmer l'âge Crétacé supérieur basal de la formation (3) et surtout d'observer sa partie supérieure.

* Deux secteurs reproduisent, à quelques variations près, les coupes de Crotte et de Foresto : d'une part le flanc sud du Monte Molaras, par exemple le long du chemin joignant Case Coste au Point Coté 1181 m ; d'autre part, la frange Est de la Rocca del Chiodo au niveau de deux boutonnières d'érosion taillées dans les assises de la formation (3) (pl. hors-texte 3). En ce dernier point le contact Jurassique-Crétacé a pu de nouveau être daté de la base du Crétacé supérieur grâce à une forme évoquant *Whiteinella* sp. ou *Praeglobotruncana* sp. [Marthaler *et al.*, 1986].

* La suite de la formation (3) peut être aisément observée dans les pentes qui se développent depuis Urbiano à l'aval, au niveau de la Doire, jusqu'à Chiamberlando, à l'amont, au nord-est.

Des séquences de metabasites, d'épaisseur variable, s'intercalent stratigraphiquement dans la série métasédimentaire. Elles représentent d'anciennes assises volcano-détritiques. Ce passage stratigraphique indubitable est observable à l'aplomb du hameau de Braida, sous la Rocca del Chiodo. Les affleurements les plus typiques à cet égard se localisent à l'amont immédiat de la Chapelle de la Madonna dell'Ecova en bordure de la route de Pampalù, où l'on peut récolter de véritables conglomérats faits de débris de pillow-lavas. Plus précisément, ces « prasinites » stratiformes permettent de faire les observations suivantes (fig. 36) :

- vers le bas topographique de la séquence apparaissent plutôt des metabasites rubanées. Elles évoluent vers des metabasites à éléments centimétriques à décimétriques de pillow et de diabases (photo 5) ; le fond de la roche est tantôt purement chloritique ou chlorito-albitique, tantôt chlorito-actinolitique. Elles représentent d'anciens sables et graviers à éléments éruptifs de type de ceux décrits et analysés par Lagabrielle [1982, 1987], Lagabrielle et Cotten [1984] dans les Alpes cottiennes et également par Deville en Vanoise orientale [1987, p. 151-164] ;

- vers le haut, ces « prasinites » se modifient sur deux points : les galets et les blocs peuvent atteindre des

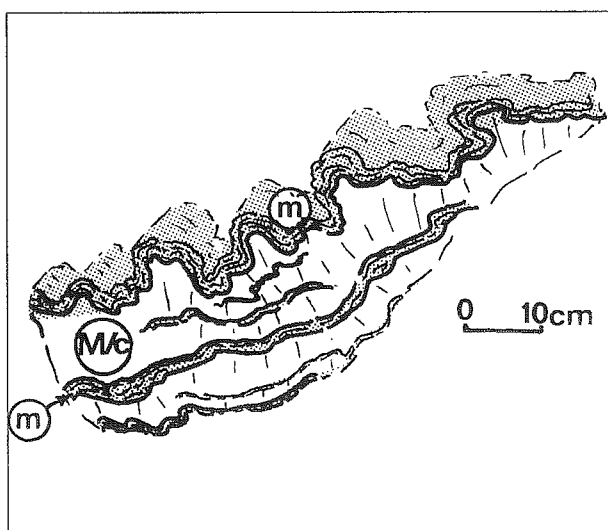


FIG. 35. — Coupe de Foresto. Détails des lits micaschisteux séparant les dolomies du Trias moyen des marbres gris-bleu attribués au Malm.

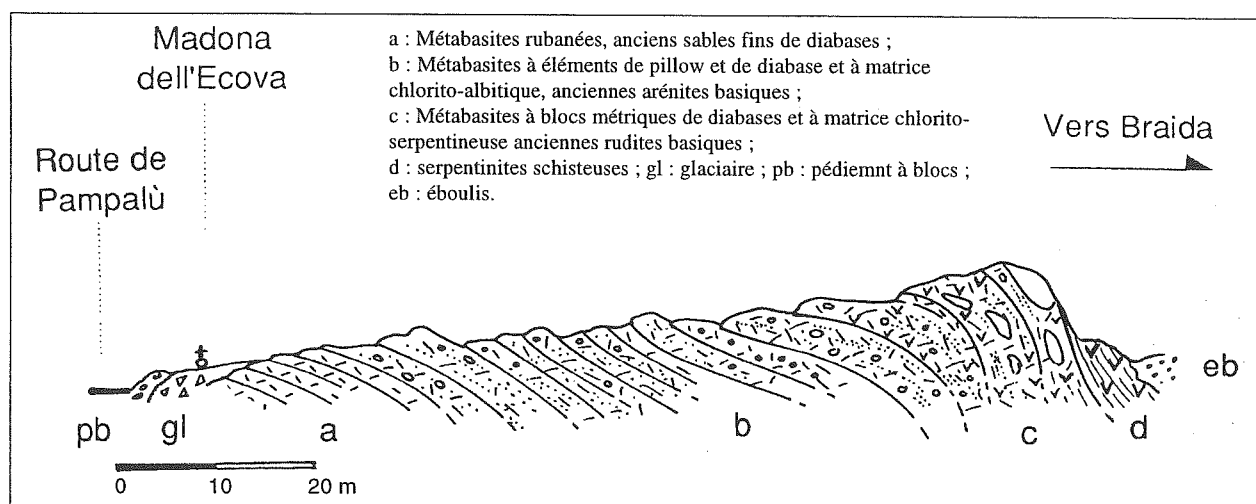


Fig. 36. – Les metabasites stratiformes, méta-arenites basiques de la Madonna dell'Ecova, près d'Urbano.

dimensions de l'ordre du demi m³ ; en outre la matrice devient serpentiniteuse. Ce sont d'ailleurs des serpentinites schisteuses qui achèvent la série dans ce secteur.

En se basant sur l'ordre de superposition apparent des couches (marbres gris-bleu du Dogger-Malm ; marbres gréseux et calcschistes du Crétacé supérieur basal ; metabasites), et sur la nature du fond de la roche et des éléments (pillows, serpentinites), il me paraît raisonnable de lui attribuer une polarité normale. Nous aurions donc affaire à une séquence négative.

L'organisation de l'ensemble des niveaux de la formation (3) obéit localement à une succession de rythmes sédimentaires à trois termes, d'épaisseur variable. Des marbres gréseux, beiges, massifs, d'épaisseur métrique, rappelant parfois certains faciès des « Marbres chloriteux » de Vanoise, arment ici l'essentiel des affleurements. Le sommet de chaque banc de marbre ou ensemble de bancs, devient calcschisteux et schisteux sombre et passe rapidement à des horizons volcano-détritiques (metabasites), (fig. 37).

Dans de telles successions, bien visibles notamment sous Nivoletto à la Rocca del Chiodo, les marbres et les calcschistes rendent compte du détritisme issu d'une marge alors que les prasinites stratiformes témoignent de l'érosion d'un matériel ophiolitique.

- les marbres, homogènes à l'échelle de l'affleurement, montrent de rares petits galets carbonatés. A l'échelle de la lame mince ils révèlent 10 à 15 % de quartz ;

- les niveaux prasinitiques renferment des éléments de gabbros et de serpentinites dont la taille varie du décimètre à l'hectomètre.

A faible distance de Chiamberlando et à l'aval, apparaît en effet une lame hectométrique de serpentinites, enveloppée dans un épais niveau de prasinites stratiformes à débris de pillows (cf. carte géologique pl. hors-texte 1).

A ces serpentinites sont associées des glaucophanites à grenats et des épidotites. J'interprète ce matériel comme un panneau olistolitique du plancher ophiolitique du fait de l'aspect relativement frais de ces serpentinites. Il contraste en effet fortement avec celui des matériaux ultrabasiques de la base des nappes à matériel océanique caractérisés par une forte schistosité pénétrative.

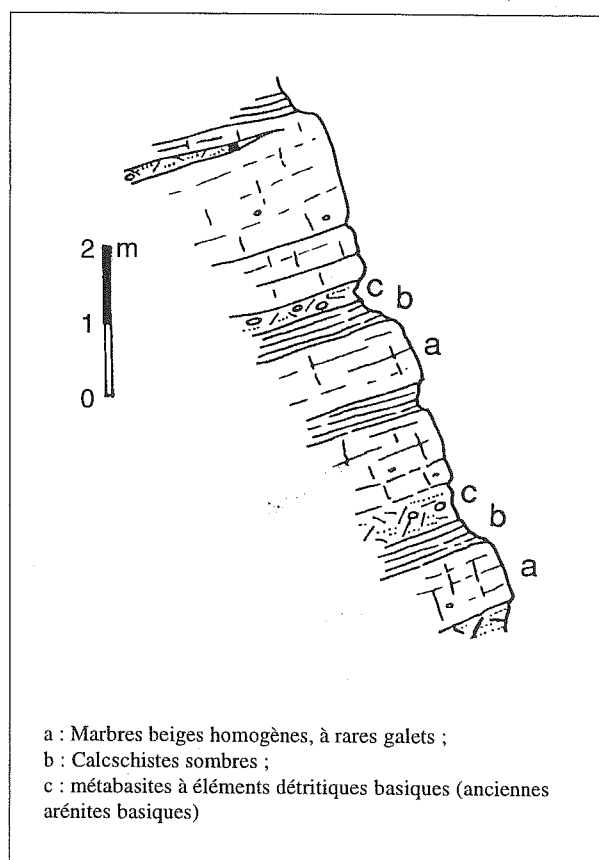


Fig. 37. – Rythmes sédimentaires dans les « Schistes lustrés » à faciès flysch du massif de la Rocca del Chiodo.

b. Précisions sur la base stratigraphique des coupes de référence

Les métadolomies claires du Trias moyen viennent la plupart du temps en contact direct avec les micaschistes de Dora Maira. En un point pourtant, près des maisons du lieu-dit I Piani, sur et en bordure du chemin rejoignant Maisonettes (Feuille Bussoleno à 1/25 000 I.G.M.), apparaissent, entre le « socle » et les métadolomies, sur quelques mètres carrés, des quartzites blancs débités en petits bancs. Il s'agit soit des classiques niveaux de quartzites que l'on attribue généralement au Trias inférieur dans les séquences sédimentaires de la paléomarge européenne, soit d'un faciès du « socle » Dora Maira. Pour Franchi [1897] en effet, l'épais niveau de quartzites micacés affleurant en rive droite de la Doire Ripaire serait à rapporter à une intercalation normale au sein des gneiss anté-alpins. Pour ma part, je retiens la première hypothèse (âge triasique donc), compte tenu de la position structurale de ces quartzites.

B. Conclusions

Elles sont de trois ordres :

a. Lithostratigraphique et biostratigraphique (fig. 38)

L'unité de Susa-Chianocco est exclusivement composée de formations mésozoïques et son épaisseur totale minimale peut être estimée à 400 m.

Des quartzites blancs attribuables au Werfénien jalonnent localement la surface de contact entre le matériel anté-alpin et les dolomies de la base de la série stratigraphique.

Cette dernière débute par des carbonates de plate-forme - dolomies et marbres dolomitiques clairs - à rares débris de Crinoïdes, attribués au Trias moyen. Leur épaisseur avoisine 100 mètres.

Le Dogger-Malm repose directement sur le Trias moyen sans discordance notable. Il s'agit de marbres gris, détritiques à la base et fétides au choc, dont l'épaisseur varie entre 2 et 5 m.

Le Crétacé supérieur achève la série et repose à son tour directement sur le Jurassique moyen-supérieur qu'il ravine. Fait de marbres gréseux, de schistes et de calcschistes et d'horizons détritiques à élément ophiolitiques (« prasinites »), son épaisseur peut atteindre 300 m. En plusieurs points de sa base, des restes de foraminifères planctoniques ont été identifiés par Marthaler [1986] et déterminés par Mme Caron ; ils caractérisent des âges compris entre le Turonien et le Sénonien inférieur inclus [91 à 83 Ma, selon Odin, 1982].

b. Sédimentologique

Les rythmes sédimentaires, les faciès observés et

l'importance du détritisme ophiolitique confèrent à ces dépôts un net caractère de formation syn-orogénique, de type flysch, impliquant le matériel d'un plancher de nature océanique.

c. Paléogéographique

Par son évolution anté-crétacé supérieur, l'unité de Susa-Chianocco s'apparente très fortement aux unités de bas de marge passive, de type « briançonnais interne », décrites par exemple en Vanoise orientale [cf. Deville, 1987 avec références]. L'importance de l'érosion anté-Jurassique moyen-supérieur et l'absence du Crétacé inférieur sont typiques à cet égard. En revanche, elle est originale par son évolution fini-crétacée. La mise en évidence de formations syn-orogéniques de type flysch, datées du Crétacé supérieur basal, à détritisme mixte, océanique et continental, souligne l'appartenance de l'unité à un bassin contemporain de la tectonisation d'un plancher océanique.

L'unité de Susa-Chianocco représente donc un jalon capital entre le domaine briançonnais d'une part, appartenant à la paléomarge européenne, et le domaine océanisé téthysien d'autre part.

2. 1. 2. Sur la retombée est du massif du Grand Paradis

2. 1. 2. 1. Les trois unités majeures

A. L'unité du Grand Paradis

* Ne faisant pas l'objet de ce travail, elle n'est mentionnée ici que parce-qu'elle constitue l'autochtone relatif des unités de couverture mésozoïque du Gias Nuovo et du Col de Sea.

* La première vision globale de ce massif est présentée par J.M. Bertrand [1965, 1966 et 1968] et J.M. Bertrand et Salot [1966]. De ces travaux, et de ceux des auteurs italiens [Callegari *et al.*, 1969 ; Compagnoni *et al.*, 1974 a et b], puis de Chopin, [1979], et plus récemment de Guillot et Deville [1988], Deville *et al.* [1991], il ressort que le massif du Grand Paradis comprend :

- une série ancienne, prégranitique, d'origine para et vraisemblablement volcano-terrigène ;

- un matériel orthogneissique, riche de plusieurs faciès distincts, dont l'âge du protolithe est compris entre 300 et 350 Ma [Pangaud *et al.*, 1957 ; Buchs *et al.*, 1962 ; Chessex *et al.*, 1964].

Une couverture post-granitique, déritique et volcano-déritique, mais pré-alpine pourrait sceller cet épisode magmatique. Elle reste actuellement mal définie (Gneiss de Bonneval de R. Michel, 1953 ; Gneiss minuti *p.p.* des auteurs italiens ; série de Bonneval de J.M. Bertrand [1966, 1968].

Une découverte récente [Biino et Pognante, 1989]

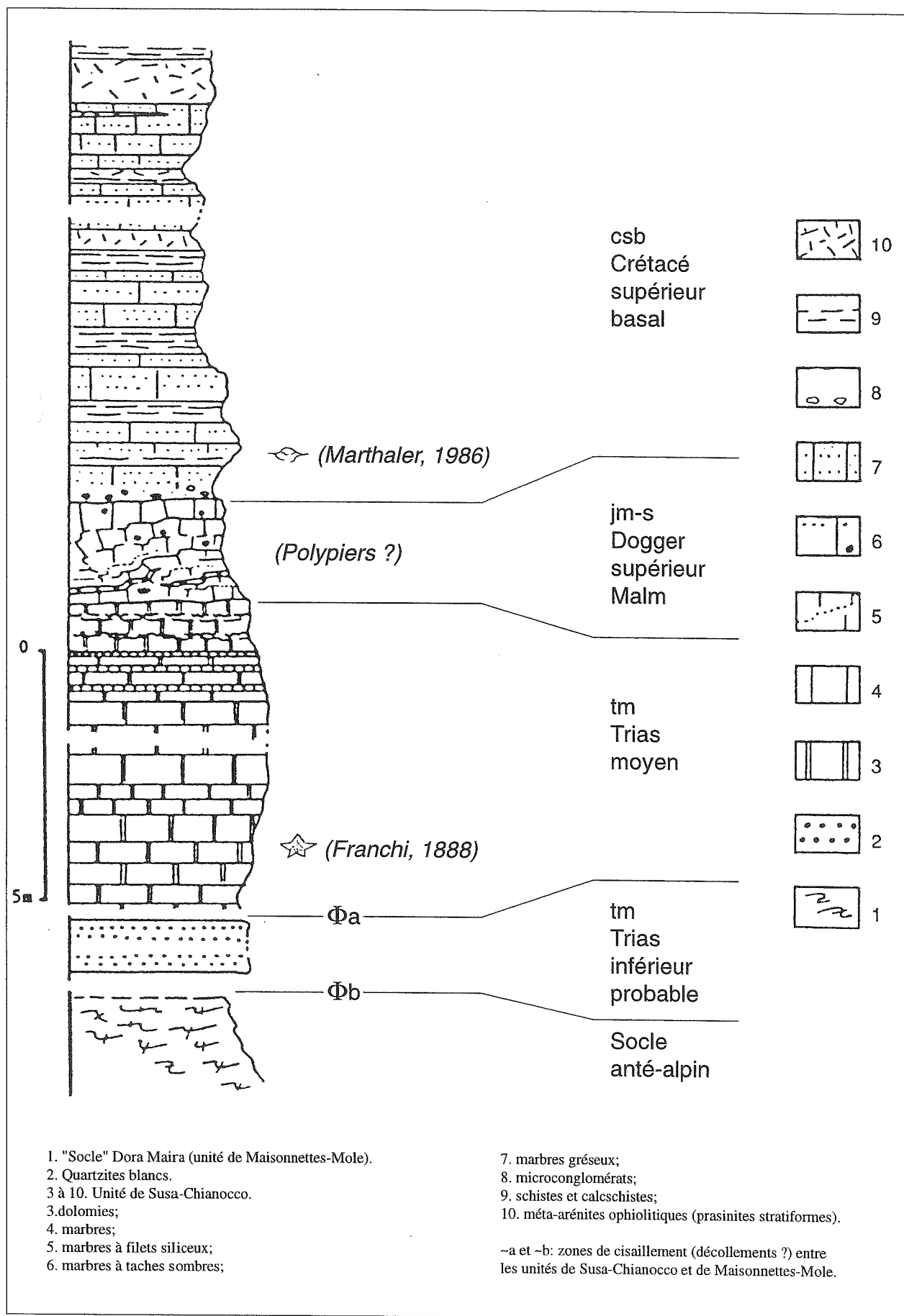


Fig. 38. – L'unité de Susa-Chianocco. Succession lithostratigraphique et échelle biostratigraphique.

vient compléter la caractérisation de la série ancienne. Des métagabbros à grenats ont, en effet, été mis en évidence en bordure rive gauche de la haute Stura di Sea. Cette mention de l'existence de reliques gabbroïques au sein des socles anciens du domaine pennique permettra peut être de repérer structuralement, en termes de chaîne varisque, le matériel de l'unité du Grand Paradis.

* Une couverture sédimentaire alpine, stratigraphiquement adhérente au socle, est connue au Nord immédiat de Bonneval sur Arc [Coupes de la Grande Feiche, des Vardettes et du couloir de la Fontaine. Deville, 1987 et 1989]. Ce sont des marbres clairs, parfois bleutés, souvent rubanés et présentant fréquemment des clastes dolomitiques ou des lits siliceux qui reposent directement sur les gneiss du socle. Ils supportent une mince série de calcschistes. Les marbres sont attribuables au Jurassique, les calcschistes au Crétacé. On retrouve donc ici une succession typiquement ultrabriançonnaise par sa base d'une part, piémontaise s.s. par son sommet, similaire à celles de Crotte ou de Foresto, d'autre part.

B. L'unité du Gias Nuovo

* Nommée ainsi parce-qu'elle apparaît face aux

alpages du Gias Nuovo, en haute Stura di Sea, rive droite du torrent, cette unité reste peu développée.

* Elle est constituée par un empilement de copeaux tectoniques, décollés de leur substratum originel, plissés et laminés entre le socle du Grand Paradis et le matériel basique et ultrabasique de l'unité liguro-piémontaise inférieure de Ciamarella-Gran Uia.

* Dans l'une de ces écailles, trois termes métasédimentaires sont clairement observables. Des calcschistes forment l'essentiel des affleurements ; ils enveloppent un ensemble de dolomies jaunes à ocres bien remarquables et fortement boudinées, localement associées à de minces niveaux de marbres clairs, gris-bleu, étirés et discontinus (fig. 39).

Des boudins quartzitiques et gneissiques découpent parfois cet ensemble en plusieurs éléments de coupe. Malgré la forte tectonisation des successions métasédimentaires, l'ensemble carbonaté et calcschisteux peut être corrélaté, formation par formation, à ceux des coupes de Crotte et de Foresto. Les mêmes conclusions se déduisent ainsi de cette comparaison.

* Le matériel de l'unité du Gias Nuovo représenterait donc, en première approximation, un jalon septentrional de l'unité de Susa-Chianocco.

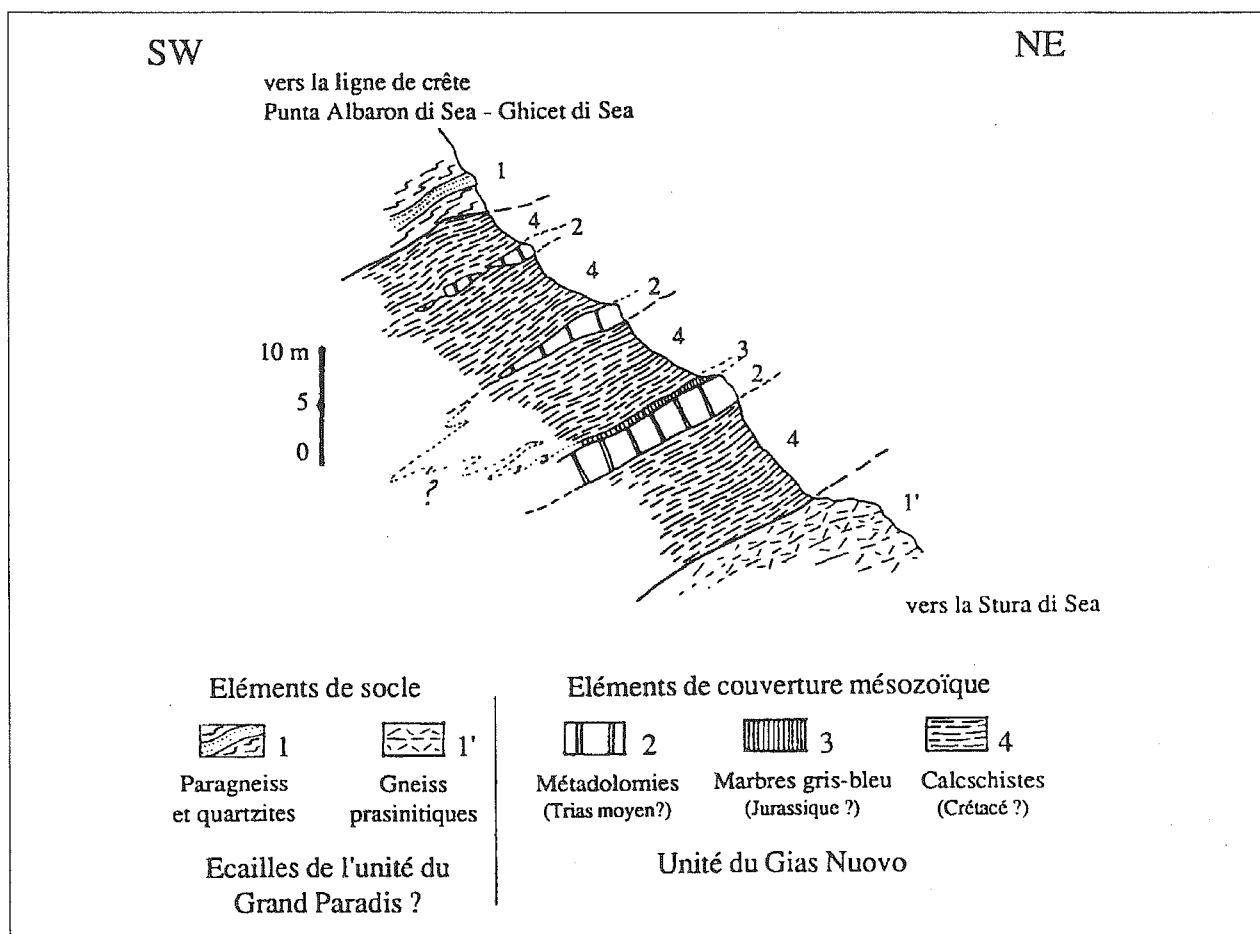


FIG. 39. — Coupe levée dans l'une des écailles de l'unité du Gias Nuovo.

C. L'unité du Col de Sea

* Il s'agit d'un ensemble de calcschistes formant la base du petit massif de la Pointe Tonini, entre le Col de Sea, et le Col Tonini (cf. carte géologique, pl. hors-texte 1). Au Col de Sea la base de l'ensemble s'appuie tectoniquement, par l'intermédiaire de cargneules, sur le matériel prégranitique de l'unité du Grand Paradis. Sur le revers sud de la Pointe Tonini un second contact à cargneules souligne le toit de l'unité sous l'unité liguro-piémontaise de Ciamarella-Gran Uia [Fudral *et al.*, 1994]. Ces calcschistes banaux, non datés, se situent dans la prolongation structurale directe des diverses écaillés de calcschistes, associées à des bandes de cargneules, observables en particulier sur les deux versants de l'Arc près de Bonneval (en rive droite, suite de la coupe de la Grande Feiche, [Deville, 1987 et 1989] ; en rive gauche, calcschistes de Belle Cote, du Plan de l'Aigle et des Chenaux [Feuille Tignes au 1/50 000, Deville *et al.*, 1991]).

De ce fait on peut également rapporter ces calcschistes au Crétacé supérieur basal.

* Un tel matériel reste dépourvu de substratum. Par sa position structurale il n'est pas déraisonnable de considérer qu'il représente aussi un élément des couvertures de type Crotte ou Foresto.

2. 1. 2. 2. Conclusions sur les unités du revers est - sud-est du Grand Paradis

* D'un point de vue général, ce sont les mêmes que celles énoncées à propos de l'unité de Susa-Chianocco.

* Un point capital doit cependant être souligné. Dans l'unité du Grand Paradis, les marbres gris-bleu attribués au Jurassique supportant un liseré de calcschistes attribués au Crétacé sont adhérents au socle ancien. De ce fait, l'évolution géodynamique alpine de ce massif est tout à fait à caractère pennique.

2. 2. Les unités issues du paléo-océan téthysien ou unités liguro-piémontaises

Les schistes lustrés « ophiolitifères » représentent plus de 75 % du secteur étudié (cf. carte géologique et schéma structural en pl. hors-texte 1). Ils appartiennent à trois ensembles d'unités structurales par leur gisement et leurs natures, ensembles correspondant vraisemblablement à l'origine à trois nappes distinctes. L'organisation et la nature des formations qui les composent d'une part, le degré et l'âge des métamorphismes qu'elles présentent d'autre part, permettent d'esquisser les étapes majeures de la fermeture du domaine océanique téthysien.

2. 2. 1. Lithostratigraphie des unités liguro-piémontaises inférieures ou unités océaniques inférieures

2. 2. 1. 1. Le cadre général de ces unités

* Elles affleurent largement à l'Est de la ligne subméridienne Avérole-Venaus où elles constituent l'essentiel des bassins versants des hautes vallées des Stura.

* Au nombre de deux - unité de Ciamarella-Gran Uia et unité d'Avérole, elles forment la deuxième enveloppe des socles internes de Dora Maira et du Grand Paradis.

* Le contact basal de ces unités, souligné la plupart du temps par des serpentinites, reste assez facile à suivre. Dans le détail, toutefois, il peut poser problème du fait d'une intense structuration en plis isoclinaux plurikilométriques, commune à ces unités et aux unités piémontaises s.s. sous-jacentes (rive gauche de la Doire à l'aval de Susa).

* Elles supportent le matériel des unités médianes et apparaissent localement structurées en plis couchés avec ces dernières (ligne de crête de la Croix Rousse et du Mont Palon).

* Enfin, dans le secteur Rocciamelone-Susa, les unités liguro-piémontaises inférieures viennent affronter le matériel des unités briançonnaises de Vanoise interne (cf. 2^e partie, Chap. III).

2. 2. 1. 2. Lithostratigraphie de l'unité de Ciamarella-Gran Uia

A. Présentation de l'unité

* Constituant essentiel de la terminaison méridionale de l'ensellement des Stura, elle englobe du Nord au Sud les massifs de l'Uia di Ciamarella (3676 m), de la Bessanese (3592 m), du Monte Lera (3355 m) et de la Gran Uia (2666 m). Elle couvre également la partie moyenne des versants du torrent Cenischia entre Novalesa et Susa.

* Cette unité est remarquable par l'abondance des roches basiques et ultrabasiques qui la composent, qu'il s'agisse des péridodites serpentinisées et des métagabbros du paléosubstratum océanique ou bien des metabasites, ex-arénites ophiolitiques et bon niveau repère dans les couvertures de ces substratums.

B. Lithostratigraphie de l'unité de Ciamarella-Gran Uia

a. Les coupes accessibles à partir du refuge Albo Gastaldi (haute Stura di Ala)

Le refuge A. Gastaldi est implanté vers 2660 m

d'altitude sur un replat d'origine glaciaire du flanc est de la Bessanèse. Il facilite l'accès à divers amas ou bandes de roches ultrabasiques apparemment dispersées au sein de calcschistes riches en metabasites. L'ensemble appartient en fait à un coeur de pli isoclinal à flancs serrés et boudinés, bien développé depuis le glacier de la Bessanèse au Nord jusqu'au revers sud du Monte Lera au Sud (cf. carte géologique et schéma structural, pl. hors-texte 1).

a. 1. La coupe du contrefort nord du Crêt de la Ciaussine : éléments du paléo-plancher océanique

* La coupe apparaît au-delà de 2600 m d'altitude, à l'Ouest du refuge, à moins d'un quart d'heure de marche de ce dernier, en $x = 976,400$ km ; $y = 3344,250$ km - feuille I.G.N. au 1/25 000, Lanslebourg n° 3-4, zone Lambert III (fig. 40).

* Au-dessus d'un ensemble de calcschistes et de metabasites mais sans rapport visible avec ceux-ci, viennent successivement en position normale :

(1) des mylonites de serpentinites ;

(2) des métagabbros leucocrates, sur moins d'une centaine de mètres d'épaisseur.

La limite serpentinite-gabbros reste mal visible.

En lame mince, les gabbros révèlent des minéraux isolés ou en filots dans un fond cataclase. Les plagioclases et les pyroxènes de type omphacite sont noyés dans une mésostase à albite, zoisite et actinote.

De nombreux dykes vert-sombre (3), déformés et fortement chloritisés, parcourent la masse gabbroïque. Epidotes, albite, actinote, tourmaline et opaques s'observent dans les parties les plus fraîches de la roche.

* L'ensemble (2) de cette coupe pourrait représenter

la partie supérieure des séquences de cumulats gabbroïques océaniques.

a. 2. Le pointement rocheux du flanc nord-est du glacier de la Bessanèse : les rapports entre le substratum océanique et les premiers termes de sa couverture

* Cet affleurement est dans le prolongement direct, vers le Nord, du massif précédent. Il apparaît isolé au sein du glacier de la Bessanèse, en $x = 975,800$ km ; $y = 3344,800$ km et $z = 2940$ m environ (fig. 41).

* Le soubassement océanique est ici constitué de deux termes :

(1) des métagabbros leucocrates ;

(2) une roche hyperchloritique, dépourvue de litage net, contenant des lentilles ocre-rouge, riches en fer (3), représentant vraisemblablement un ancien dyke basaltique.

L'ensemble est structuré en un pli plurimétrique et recouvert stratigraphiquement en discordance par une série de marbres. Les premiers, peu épais (moins d'un mètre) sont gris-bleu (4) ; ils supportent quelques mètres de marbres roux ou verdâtres à débris de serpentinites (5), puis des micaschistes albitiques (6).

* Cet affleurement du glacier de la Bessanèse souligne bien l'existence d'une hétérogénéité du substratum océanique, cachetée par la série sédimentaire. Cette dernière scelle donc un événement intraocéanique.

a. 3. Les coupes du petit massif de Rocca Affinau : exemples de couverture métasédimentaire des ophiolites

* Le massif de Rocca Affinau forme un petit dôme sur le versant est du col d'Arnes.

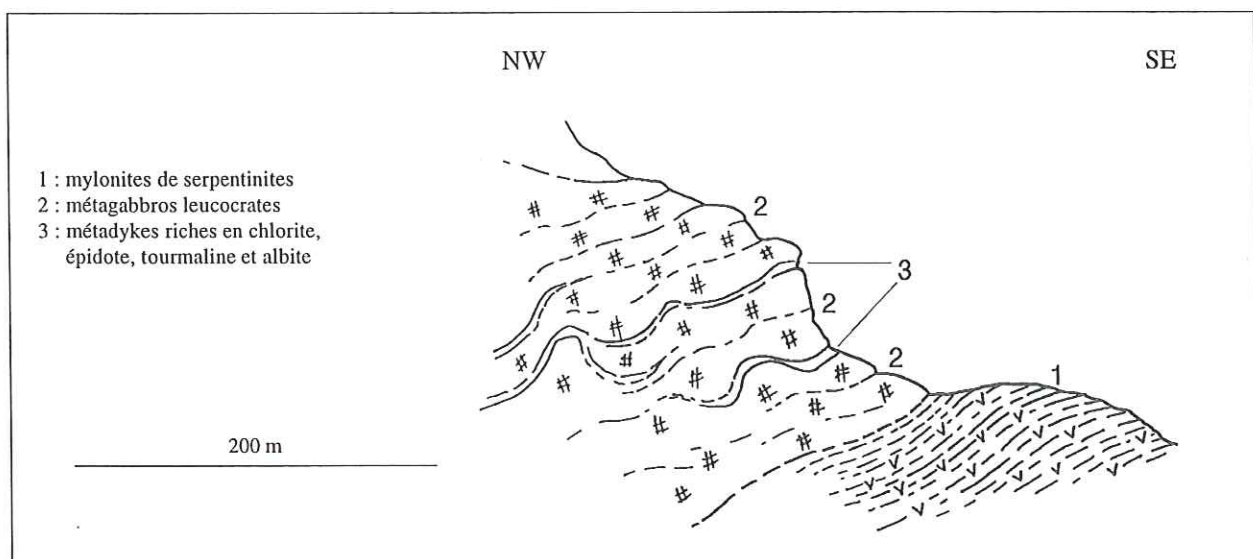


Fig. 40. – Coupe du contrefort nord du Crêt de la Ciaussine.

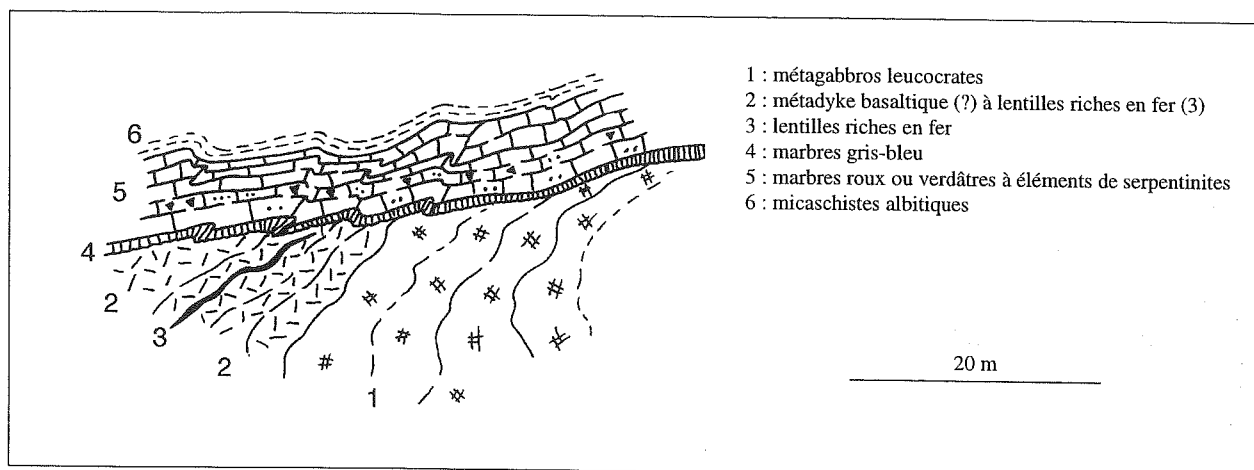


FIG. 41. - Le pointement rocheux du flanc nord-est du glacier de la Bessanese.

* Le revers sud-est du massif, en bordure du sentier menant du refuge Gastaldi au Lago della Rossa, permet d'observer, en série renversée, une partie de la couverture des métagabbros (fig. 42).

Les gabbros sont fortement foliés et localement débités en amas gainés de serpentinites schisteuses. Ils supportent un mince liseré réactionnel à calcite et actinote puis des marbres gris-bleus suivis par un ensemble de marbres roux et de fins niveaux de quartzites blancs. Des metabasites stratiformes, dépourvues de textures reliques ignées, achèvent la série.

* Sur le revers ouest du massif, au pied du col d'Arnes, la coupe observable complète utilement la précédente ($x = 976,913$ km ; $y = 3342,938$ km et $z = 2760$ m) (fig. 43).

Au-dessus des péridotites serpentinisées à rubanement relictuel viennent des métagabbros à pyroxènes pluricentimétriques (diopsidites à épidote, albite et sphène) gainés de serpentinites.

Après une courte lacune de visibilité (quelques mètres) se succèdent en pendage vers l'ouest :

(1) 2 m de marbres dolomitiques riches en filets gréseux ;

(2) 5 m de metabasites stratiformes dépourvues de reliques ignées ;

(3) 50 cm de marbres ;

(4) 2 m de quartzites et de micaschistes clairs ;

(5) quelques centimètres d'un filet actinolitique ;

(6) une nouvelle succession à quartzites, marbres dolomitiques et filets prasinitiques. Les quartzites blancs sont pratiquement purs (98 % de quartz ; les 2 % restants comprennent chlorite, pyrite, sphène et apatite) ;

(7) 1 m de serpentinoschistes et d'actinoschistes ;

(8) sur quelques mètres d'épaisseur, une nouvelle alternance de quartzites, de marbres et de métadolomies.

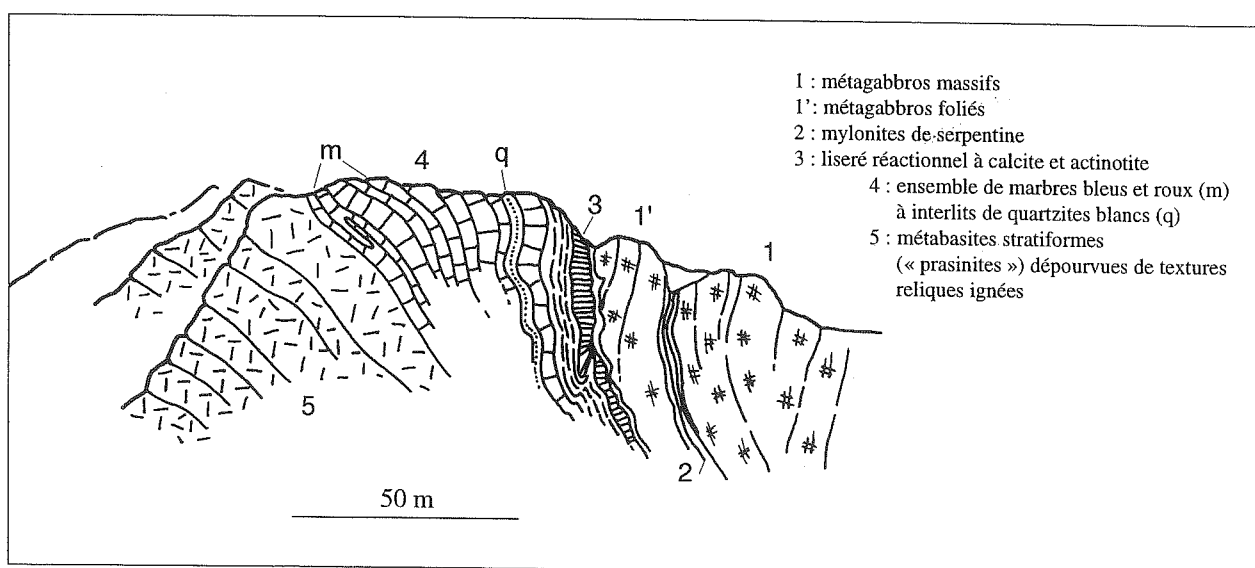


FIG. 42. - Coupe du revers sud-est du massif de Rocca Affinau.

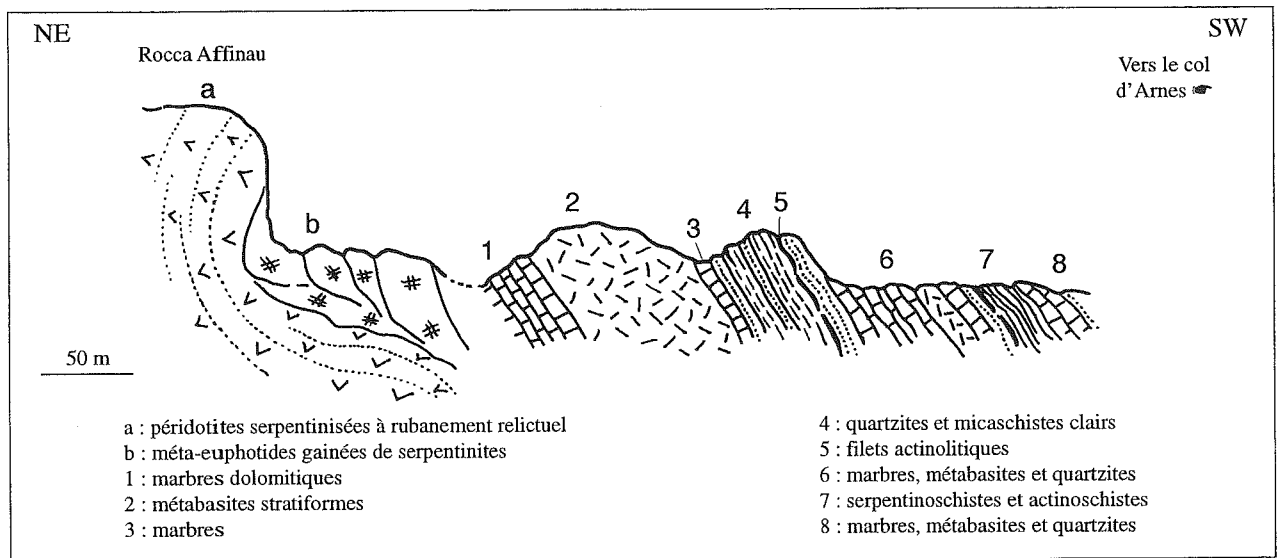


FIG. 43. – Coupe du point coté 2856 m, massif de Rocca Affinau.

* De ces deux coupes, il ressort que la couverture sédimentaire des ultrabasites comprend fondamentalement trois termes : un terme siliceux, un terme carbonaté, dolomitique ou non et un troisième terme fait de metabasites. On remarquera que ce type de succession n'est pas directement corrélable avec la couverture, considérée comme classique, des ophiolites de l'Apennin ligure ou des Alpes occidentales, Corse comprise [cf. par exemple Chaffaut (du) *et al.*, 1979]. Il reste aussi à définir ce que le terme metabasites englobe exactement. La suite de cette dernière coupe apporte quelques éclaircissements. Elle peut être observée lorsque l'on monte de Rocca Affinau au col d'Arnes, dans les pentes qui surplombent le glacier de la Bessanèse.

L'imposante masse de « prasinites » qui arme le versant sud-est de la Bessanèse, offre une grande variété de faciès. Elle comporte en fait deux types principaux de roches, plus ou moins alternants :

- des prasinites rubanées, d'épaisseur métrique ;
- des niveaux de brèches de type brèches de pillow, d'environ 50 cm d'épaisseur. Les éléments, étirés ou arrondis de ces brèches sont de taille centimétrique à pluricentimétrique et noyés dans une matrice chlorito-actinolitique.

Avons-nous affaire à un ensemble d'origine ignée ou non ?

La question est difficile [cf. Lagabrielle et Cotten, 1984 ; Lagabrielle et Polino, 1985]. Il est toujours délicat en effet, de distinguer, par exemple, une brèche de pillow produite par auto-bréchification in situ, de la même brèche redéposée par un écoulement gravitaire. Toutefois, dans ces parties de pentes raides du versant est de la Bessanèse que j'ai pu reconnaître, il n'a pas été observé de reliques organisées de coulées volcaniques. En outre les éléments

des brèches sont disposés de façon hétérogène ; ils sont par ailleurs hétérométriques, arrondis ou parfois anguleux. Ces brèches ont donc subi un remaniement et un transport. Elles représentent d'anciens niveaux de grès ou de conglomérats volcano-clastiques. Cette conclusion s'accorde avec le fait que ces matériaux sont relativement éloignés du paléopancher ophiolitique les ayant produit.

a. 4. Conclusions sur les coupes dressées à partir du refuge Albo Gastaldi

Elles permettent de dégager trois points intéressants :

* Le paléopancher océanique est représenté par des serpentinites et des gabbros. Ces derniers demeurent malgré tout très peu présents à l'affleurement.

La succession ophiolitique est donc incomplète.

* La couverture métasédimentaire scelle une hétérogénéité du substratum océanique.

* Cette couverture ne s'apparente pas ici à celles dites de Chabrière où métaradiolarites, métapillows et marbres (du Malm-Néocomien) sont bien représentés.

b. Les coupes accessibles à partir du refuge-hôtel de Malciaussia (haute Stura di Viù)

Le refuge-hôtel de Malciaussia, construit sur la rive gauche du lac de Malciaussia, facilite l'accès aux coupes situées à proximité de la ligne de crête Monte Turlo-Gran Uia et à celles du versant sud du Monte Lera. Ces coupes s'inscrivent dans un système de plis isoclinaux serrés d'axes sensiblement est-ouest. Elles ne révèlent pas

toujours des successions similaires à celles que nous venons de décrire.

b. 1. Les coupes du versant est du Piccolo Monte Turlo

Deux coupes sont observables dans les replis du flanc gauche de l'étroit couloir qui frange, à l'Est, le massif du Piccolo Monte Turlo.

b.1.1. La coupe la plus basse

A pendage vers le Nord, elle offre la succession

renversée suivante, du Nord vers le Sud (fig. 44) :

a- les serpentinites du paléosubstratum océanique très tectonisées ici.

b- 2 à 3 m de niveaux rouge-rosé ou beige en bancs irréguliers, parfois mal organisés. La lame mince révèle des îlots d'oxydes métalliques à empreintes subcirculaires totalement recristallisées assimilables à d'anciens Radiolaires.

La base de cet ensemble paraît remanier des éléments (cm au dm) de serpentinites.

c- 3 à 4 m d'une alternance de quartzites clairs de 10 à

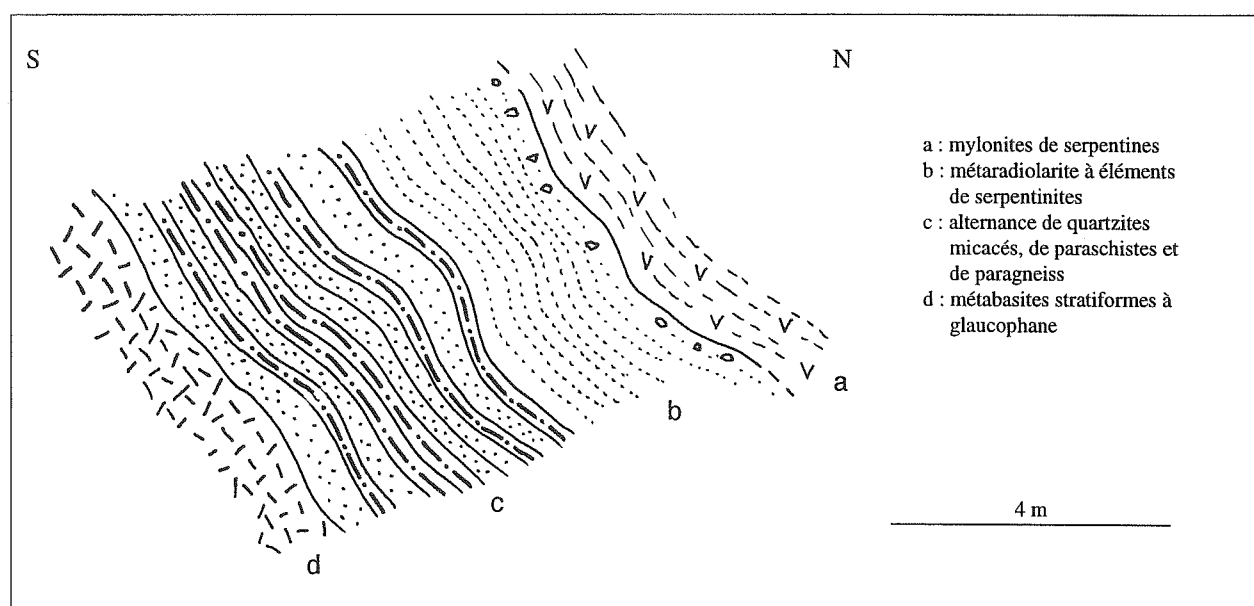


FIG. 44. — Coupe partielle n° 1 du flanc Est du massif du Piccolo Monte Turlo.

20 cm d'épaisseur et de niveaux siliceux impurs, à actinote, plus minces (photo 6).

Les quartzites sont à phengite, grenats et épidotes (dont des zoïsites) ; des spinelles ainsi que des chlorites plus tardives sont également observables.

d- un ensemble de metabasites rubanées à glaucophane. Le litage de ces roches, bien marqué par l'alternance de niveaux à gros grains et d'interlits à grain beaucoup plus fin, donne à la succession un cachet de roches sédimentaires ou volcano-détritiques.

En éboulis, près de cette coupe, ont été rencontrés des blocs de brèches monogéniques à éléments hétérométriques de quartzites et ciment quartzo-actinolitique (fig. 45). Ces blocs proviennent vraisemblablement de l'ensemble (c). La disposition des éléments remaniés ainsi que leur faible émoussé suggère une fracturation de bancs siliceux non indurés à l'origine de ces brèches. Une telle fracturation doit être reliée soit à l'instabilité du fond marin soit à la mise en place de dépôts plus jeunes et de forte énergie.

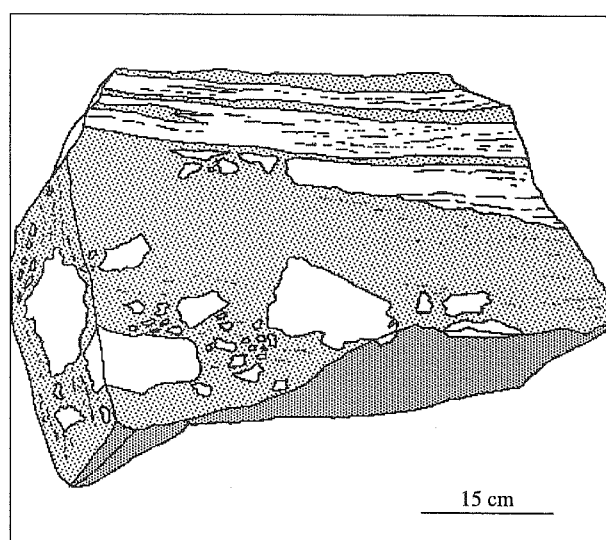


FIG. 45. — Allure d'un banc de brèche monogénique à éléments de quartzites et ciment quartzo-actinolitique.

b. 1. 2. La coupe la plus élevée

Située à quelques dizaines de mètres de la précédente est aussi renversée mais à pendage sud.

On y observe la succession suivante, du haut vers le bas (fig. 46) :

a- l'ex-plancher océanique formé de serpentinites très tectonisées.

b- 1 à 3 m de quartzites, ex-métacherts ? Ils apparaissent sous forme de fins lits superposés centimétriques à décimétriques de composition et de couleur assez variable. Certains niveaux, sombres, sont riches en grenats de petite taille, en épidotes (zoïsite essentiellement), en amphiboles vertes ou bleu-vert et en apatite. Les lits les plus clairs sont principalement formés de quartz.

c- 1 à 3 m de métabrèches de pillow, à couronne glaucophanitique, cimentées par un liant carbonaté. Les éléments de la brèche sont presque exclusivement formés d'épidotes, de glaucophane, de spinelles et de chlorite secondaire. Dans la matrice, la lame mince révèle la richesse en calcite, en grains de quartz et en enduits métalliques. L'existence de ce liant calcitique gréseux pourrait s'expliquer ou bien par le remaniement du

matériel d'une ancienne coulée, ou bien éventuellement par la remobilisation de boues calcaires gréseuses au moment de la mise en place d'une coulée sous-marine (autoclastites).

La première explication paraît être la bonne compte tenu de la dispersion des éléments de la brèche et de la taille variable de ces derniers. La roche mime en effet un conglomérat.

Ces deux coupes du versant est du Piccolo Monte Turlo, très proches l'une de l'autre, ne peuvent être mise en continuité directe. Si les ensembles de quartzites d'une part, et de metabasites, d'autre part, sont corrélables assez facilement, les niveaux méta-radiolaritiques sont propres à la coupe basse. Ces derniers rappellent les premiers termes de la série décrite au Pelvas de Chabrière par Lemoine *et al.*, en 1970. Ainsi, ces niveaux pourraient être attribués à l'intervalle de temps compris entre le Callovien moyen et le Kimméridgien inférieur à moyen, par rapprochement avec des niveaux identiques bien datés, en Queyras ou dans l'Apennin septentrional [Wever et Caby, 1981 ; Schaaf *et al.*, 1985 ; Wever *et al.*, 1987].

b. 2. La coupe du versant ouest du Piccolo Monte Turlo

L'ancien chemin muletier militaire joignant

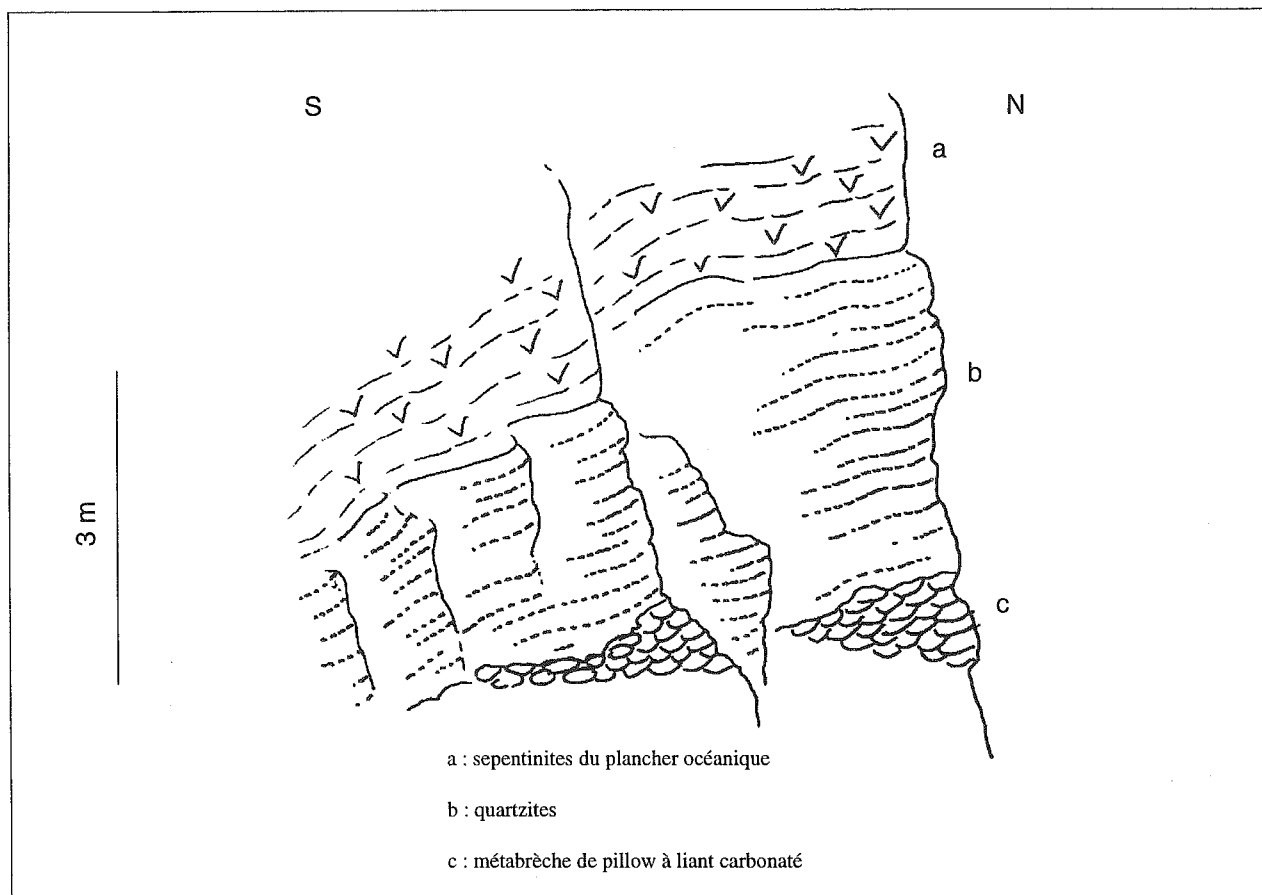


FIG. 46. – Coupe partielle n° 2 du flanc Est du massif du Piccolo Monte Turlo.

Malciaussia au colle Croce di Ferro recoupe vers 2300 m d'altitude une succession de termes métasédimentaires bien différenciés (fig. 47). D'Est en Ouest apparaissent successivement :

(1) les ultrabasites serpentinisés du Piccolo Monte Turlo supportant un fin liseré actino-chloritique (2) puis 3 à 4 m de micaschistes noirs riches en phengites, graphite, tourmaline, grenats et zoïsite (3).

(4) 6 à 8 m de marbres dolomitiques gréseux, parsemés d'îlots de mica blancs, débités en bancs centimétriques bien réglés. De nombreuses taches ankéritiques isolées dans le fond de la roche ou groupées autour des micas blancs se repèrent bien en lame mince. L'architecture de certaines de ces taches évoque des fantômes de foraminifères planctoniques. Les formes restent cependant douteuses.

(5) 2 m 50 environ de quartzites micacées en bancs centimétriques et de micaschistes. Ce sont des alternances de lits à quartz et grenats ou à quartz, micas blancs, chlorite, épidote, tourmaline ou encore à phengites, épidote, quartz, opaques, albite.

(6) 6 à 8 m de metabasites stratiformes à ocelles d'albite. Aucune texture ignée relique n'y est observable.

(7) Quelques centimètres d'actinoschistes albitiques supportant une nouvelle séquence de marbres gréseux.

Deux enseignements particuliers peuvent être tirés de cette coupe : tout d'abord on ne retrouve ni métapillow, ni métacherts ni marbres au contact direct du paléopancher océanique. En outre et curieusement la succession micaschistes noirs - marbres - quartzites et metabasites est la réplique inverse de la suite classique croûte océanique, laves en coussins, cherts, carbonates et pélites noires, que l'on retrouve à quelques détails près aussi bien dans la couverture des ophiolites de l'Apennin

que dans la série de Chabrière. Les différents éléments constitutifs de cette coupe pourraient éventuellement représenter les produits du démantèlement de la croûte océanique et de son immédiate couverture volcanique et sédimentaire. En conséquence, proposer un âge post jurassique supérieur-Crétacé inférieur pour cet ensemble n'est pas déraisonnable.

b. 3. Les coupes observables du Lago Nero au col delle Coupe

Deux sont intéressantes. La première, assez complète, peut être analysée sur la frange ouest du sentier joignant le Lago Nero au col delle Coupe ; la seconde, plus partielle, est développée sur l'arête est du col.

b. 3. 1. Coupe levée le long du sentier du col delle Coupe (fig. 48)

Aux replis près elle offre les mêmes successions et, par conséquent, la même logique sédimentaire que celle tirée de l'étude de la coupe précédente.

b. 3. 2. Coupe du point côté 2641 m, située entre le col delle Coupe et le Passo Coupe Trape (fig. 49)

Elle apporte des informations complémentaires sur la nature de certaines metabasites stratiformes.

Le col est taillé dans les métasédiments de couverture des serpentinites décrites dans la coupe de la figure 48.

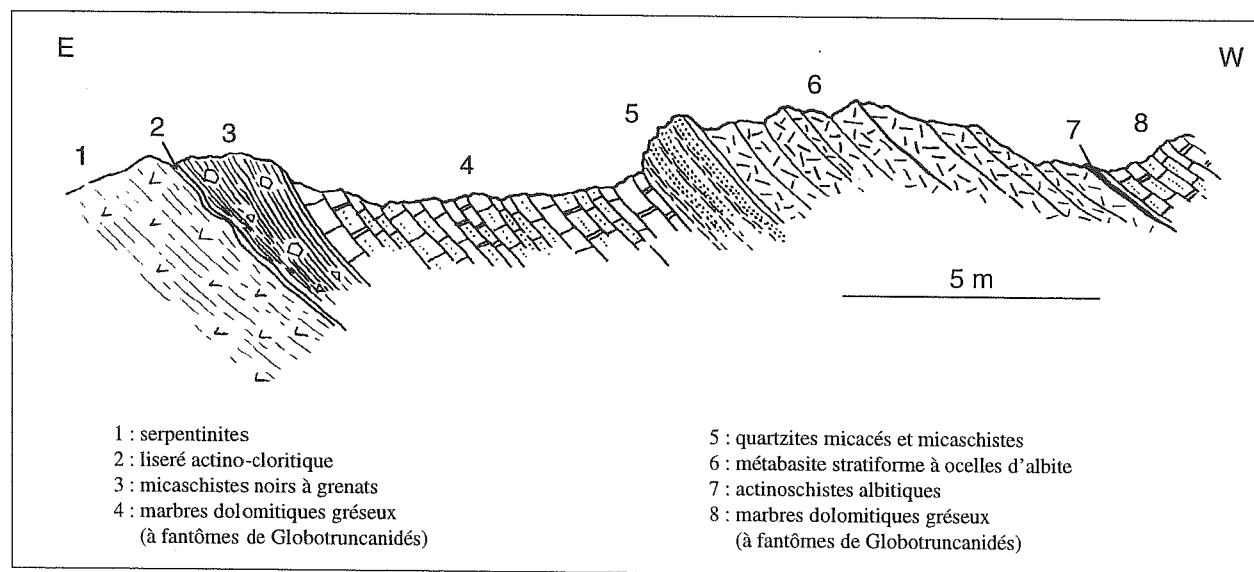


Fig. 47. – Coupe du versant ouest du massif du Piccolo Monte Turlo.

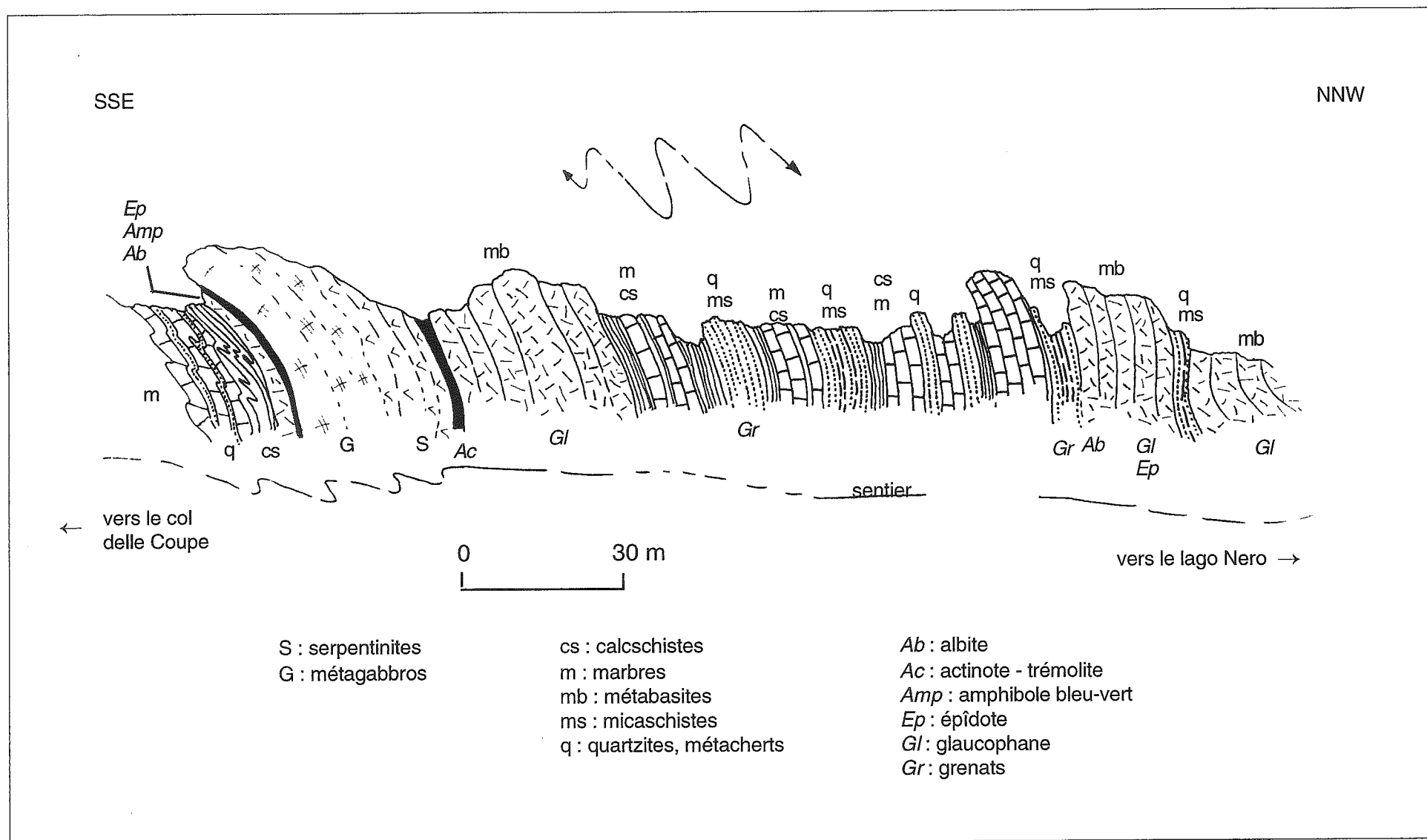


FIG. 48. – Coupe levée le long du sentier du col « delle Coupe ».

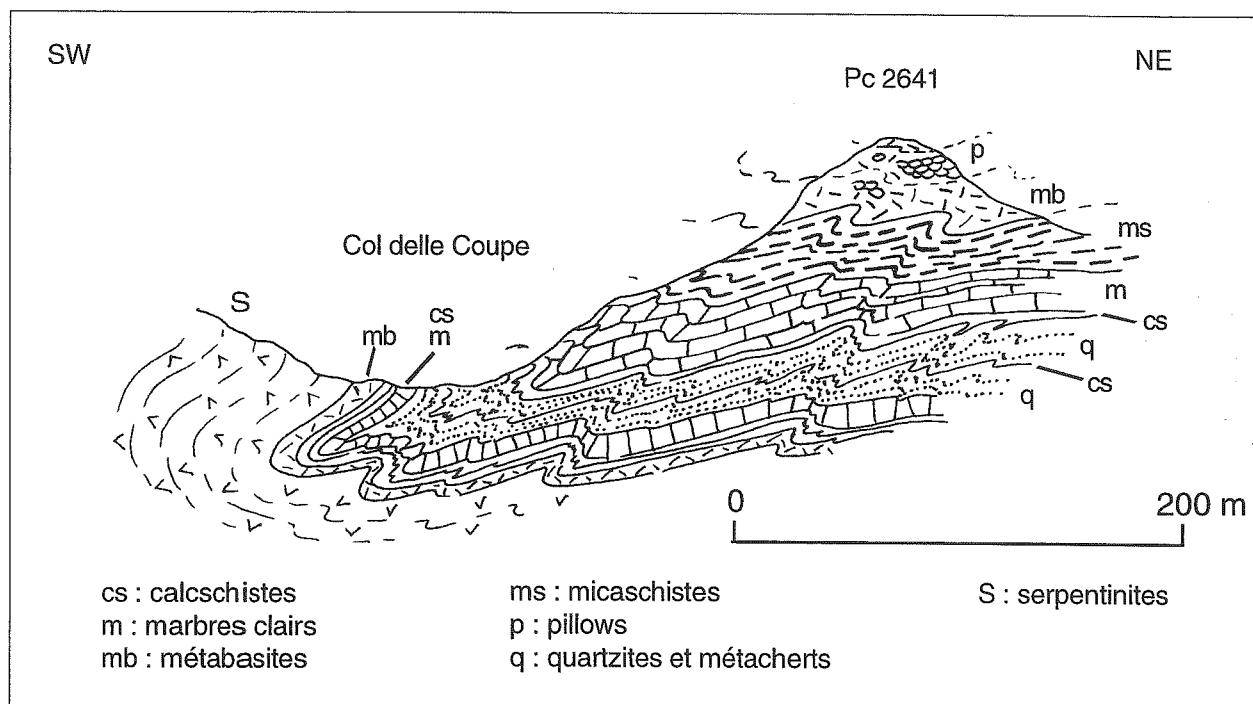


FIG. 49. – Coupe du versant sud-ouest du PC 2641.

On y retrouve en effet, en étroite association stratigraphique, des métabasites, des marbres, des quartzites et des micaschistes. Ce matériel, qui forme l'essentiel du flanc est du col, est dominé par un puissant niveau de métabasites litées hétérogènes. Souvent à grain fin, ces « prasinites » incluent de très beaux éléments de laves en coussins, tantôt isolés au sein d'un banc, tantôt groupés en amas (photo 7). Le contexte général de ces niveaux dans la série et l'environnement particulier des pillows dans la masse prasinitique amènent à considérer cet ensemble comme issu du remaniement d'une coulée sous-marine très proche.

b. 4. La coupe de l'arête nord-est de Pietramorte (fig. 50)

Elle affleure largement du col de Piétramorte au cirque glaciaire du pied du versant sud de la Punta Sule. Elle appartient à un système de plis isoclinaux d'axes est-ouest. Comme dans les coupes précédentes, les successions de marbres, de quartzites micacés et de métabasites stratiformes sont largement développées. Des calcschistes et des paragneiss apparaissent aussi ici nettement. L'originalité de la coupe tient au fait que de petits niveaux, centimétriques, très riches en piémontite, viennent s'intercaler dans la série, souvent entre les marbres et les quartzites blancs. Il s'agit tantôt de quartzites à lits de piémontites et grenats, à rares micas blancs et carbonates, tantôt de micaschistes à grenats et piémontites. Ils forment des ensembles de 20 à 30 cm d'épaisseur bien remarquables par leur couleur rosée mais leur fréquence demeure faible. Les lames minces révèlent

une structure grano à granolépido blastique et la paragenèse suivante : + quartz + grenats + piémontites + opaques + mica blancs ± calcite. Les baguettes ou aiguilles de piémontites sont alignées parallèlement aux axes de plis E-W et déformées en petits plis dissymétriques synchrones d'une schistosité de strain slip (photo 8).

La présence de ces épidotes particulières souligne une certaine richesse de la roche en manganèse. Il est vraisemblable que la plupart des grenats observables corresponde aussi à des grenats manganésifères (spessartine). Et les quartzites qui les contiennent peuvent avoir pour origine d'anciens sables ou grès issus du démantèlement de formations siliceuses, de couverture des ophiolites par exemple. L'environnement de ces niveaux ne s'oppose pas à une telle interprétation. Comme nous l'avons vu, les métabasites représentent souvent aussi d'anciennes arénites. Il est cependant plus simple d'envisager que nous ayons affaire aux classiques dépôts siliceux océaniques profonds.

b. 5. Conclusions sur les coupes dressées à partir du refuge - hôtel Malciaussia

Elles confirment les données apportées par les coupes précédentes. Le paléoplancher océanique est essentiellement péridotitique. Les mylonites de serpentines supportent une couverture métasédimentaire homogène formée, ou bien par un ensemble unique de marbres, de métabasites stratiformes, de calcschistes et de métacherts, ou bien par deux ensembles distincts, le premier fait de métaradiolarites et de marbres

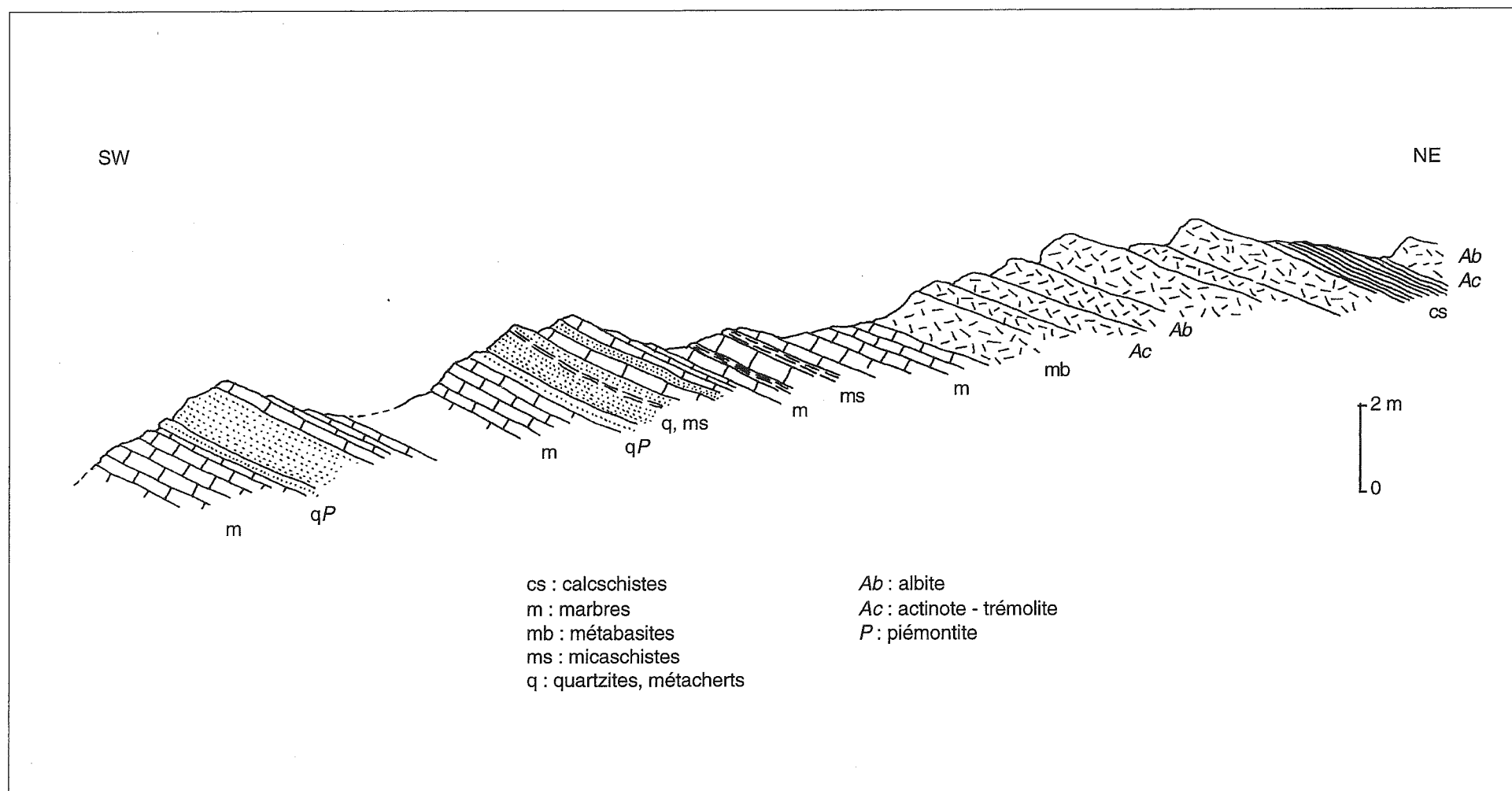


Fig. 50. – Coupe sur l'arête nord-est de Pietramorte.

Berriasien, le second sus-jacent, essentiellement détritique et issu du démantèlement du premier et de son substratum. La synthèse d'une telle organisation suggère l'existence d'une certaine « discordance », à la base de la série détritique.

c. La coupe levée dans le bassin supérieur du torrent Marderella

L'unité Ciamarella - Gran Uia est quelque peu développée en rive gauche du torrent Cenischia et de la Doire sur les contreforts nord de Novalesa et de Suse. On peut observer ainsi, vers 2050-2060 m d'altitude, dans le cours même de l'affluent rive gauche du torrent Marderella, le passage du paléopancher océanique à sa couverture métasédimentaire (fig. 51). L'accès à cette coupe peut se faire par les sentiers d'alpage soit à partir de Alpe Tour au nord-ouest soit à partir de Alpe Crest au sud-est.

L'ensemble du matériel participe à un train de plis isoclinaux d'axes proches de N 120° basculés vers le nord-ouest d'une trentaine de degrés.

La coupe montre des métagabbros au coeur d'une structure. Ils supportent une couverture fortement étirée qui comprend :

1. un niveau décimétrique de metabasites dépourvues de reliques ignées, ou des serpentinoschistes (ex-sables serpentineux) ;
2. des marbres et des calcschistes ;
3. des quartzites blancs, bien stratifiés à lits centimétriques de serpentinites. Cette alternance avec les

métacherts prouve le caractère détritique des serpentinites qui représentent donc d'anciennes arénites d'ultrabasites.

Les résultats apportés par cette coupe s'intègrent sans difficulté dans les conclusions des coupes précédentes.

2. 2. 1. 3. Lithostratigraphie de l'unité d'Avérole

A. Présentation de l'unité

Elle apparaît bien en moyenne vallée d'Avérole où elle forme l'essentiel du grand v topographique dessiné par le contact majeur limitant les unités liguro-piémontaises inférieures et médianes. Les affleurements du lieu-dit Derrière le Clapier, en haute vallée d'Avérole représentent vraisemblablement un élément du prolongement méridional de cette unité.

Le matériel qui compose l'unité d'Avérole offre de très grandes similitudes avec celui de l'unité Ciamarella - Gran Uia. Cependant, un contact anormal, souligné par des amas de mylonites de serpentines, et dessinant aussi un très net v topographique près du refuge d'Avérole entre les torrents de l'Oney au Sud et celui du Vellet au Nord, sépare ces deux unités.

B. Lithostratigraphie de l'unité d'Avérole

Deux coupes intéressantes peuvent être dressées près du refuge d'Avérole ; une autre également au lieu-dit Derrière le Clapier au pied ouest du col de l'Autaret.

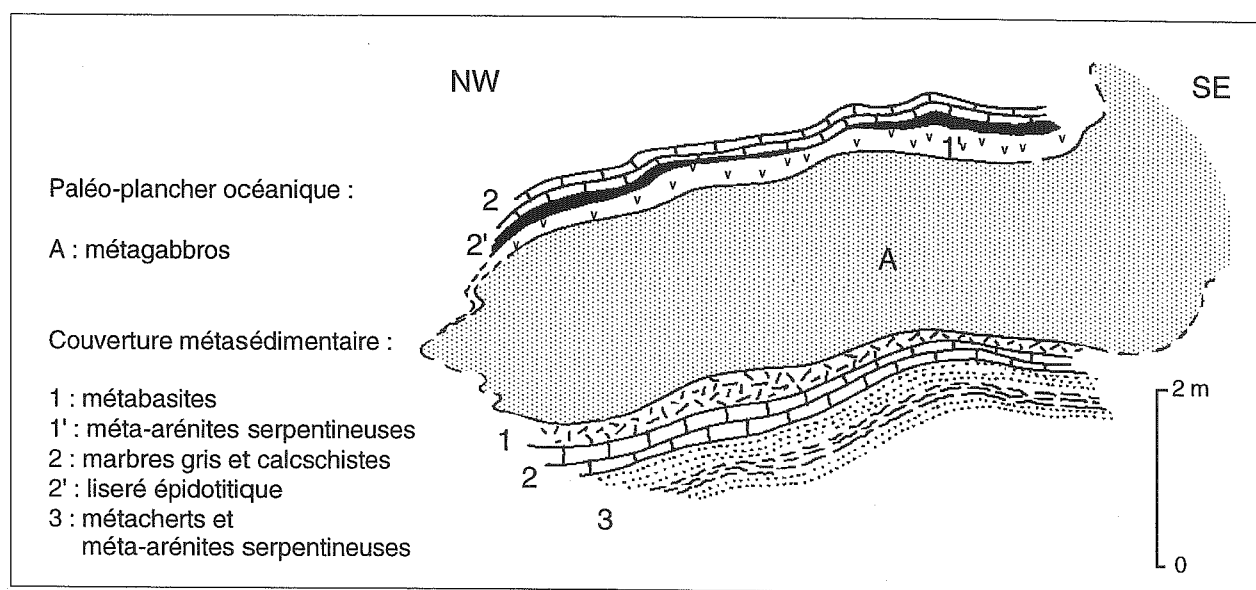


Fig. 51. – Coupe levée dans le bassin supérieur du torrent Marderella.

a. La coupe du refuge d'Avérole

On l'analyse au Sud-Est du refuge sur les pentes qui arment le verrou rive droite de la Lombarde (fig. 52).

D'emblée deux ensembles distincts de roches se distinguent :

1. des serpentinites formant la base des pentes ;
2. un ensemble stratifié, fait de marbres, de calcschistes et de metabasites, constituant l'essentiel du ressaut rocheux.

a. 1. Les serpentinites

La majeure partie de l'affleurement est représenté par des serpentinites schistosées. L'homogénéité de ces roches est rompue par de nombreuses bandes plissées de mylonites de serpentinites. D'épaisseur variable,

décimétrique à métrique, ces niveaux incluent des bandes ou des boudins éclogitiques (photo 9). En lame mince l'assemblage HP à omphacite-grenat est en général préservé. L'association à albite, épidote, sphène, de plus bas grade, reste la mieux représentée.

Ce matériel représente vraisemblablement d'anciens filons gabbroïques sécants dans la masse ultrabasique originelle.

En se rapprochant de la série métasédimentaire, plusieurs lames de métagabbros clairs à gros grain émergent, en relief, des serpentinites. Les pyroxènes du type diopside, de taille centimétrique, tranchent sur le fond blanc de la roche. La lame mince montre bien la nature essentiellement plagioclasique de ce fond, riche par ailleurs en épidotes.

Latéralement vers le Sud, un niveau métrique d'amphibolites à grenats sépare les serpentinites de la série métasédimentaire. La lame mince révèle deux

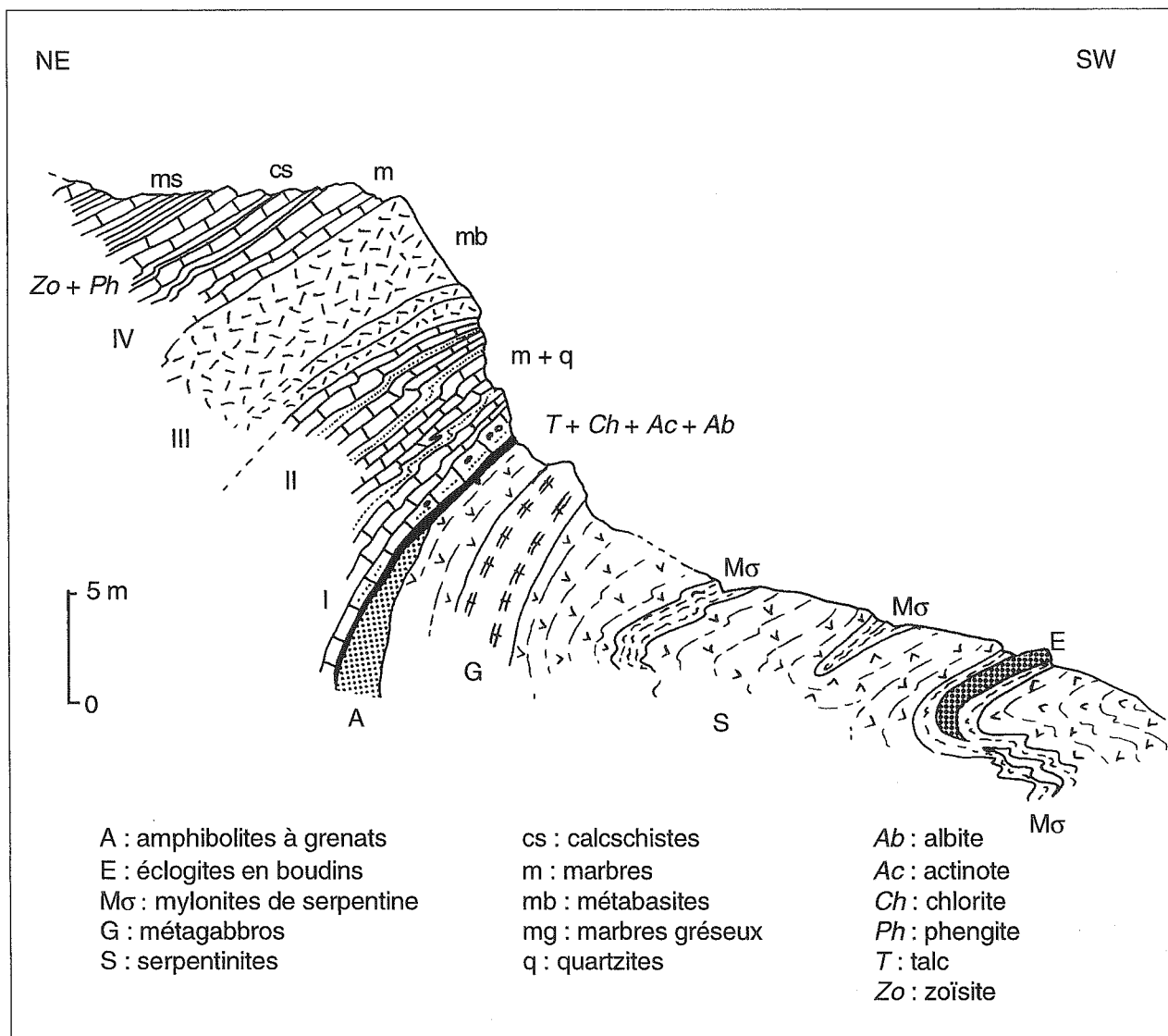


FIG. 52. — Coupe du refuge d'Avérole.

assemblages minéralogiques successifs : (I) glaucophane, grenat et épidote puis (II) actinote, albite, chlorite, épidote. Aucune texture macroscopique relique ne permet de déterminer l'origine d'une telle roche. De par sa composition et son gisement, on peut envisager qu'il s'agisse d'une portion d'un ancien niveau doléritique.

La nature du matériel observable et l'organisation relative des divers termes pétrographiques permettent de reconstituer un fragment de plancher océanique (fig. 53). On notera que, de la même façon que dans les coupes décrites précédemment, cet assemblage ophiolitique est incomplet et présente des caractères identiques à ceux des ophiolites alpines en général [cf. Lagabrielle *et al.*, 1984].

a. 2. La couverture métasédimentaire

Elle débute au-dessus d'un liseré continu et peu épais (10 à 50 cm), fait de talc, de lits prasinitiques à ocelles d'albite, de chloritites et d'amas d'actinotes en rosettes. Les constituants de cette auréole réactionnelle supportent, du bas vers le haut, la série suivante :

(I) un ensemble de marbres hétérogènes, gris. Sur un à trois mètres d'épaisseur au plus ils montrent de fins lits prasinitiques et des rubans siliceux, voire des lentilles quartzitiques discontinues claires. Ils remanient par ailleurs leur substrat ultrabasique. Ils renferment en effet des débris de serpentinites millimétriques à centimétriques et contiennent des éléments de gabbros euphotides dont la taille peut atteindre 30 à 50 cm.

(II) des marbres roux gréseux, plus homogènes, à multiples filets siliceux.

(III) un niveau métrique de metabasites stratiformes, massives et rubanées, à limites riches en ocelles d'albite. Le fin rubanement et l'absence de texture magmatique claire incitent à voir dans ce niveau d'anciennes arénites basiques.

(IV) un nouvel ensemble de marbres jaunâtres, métadolomitiques gréseux, à zoisite et phengites, parfois à grenats. Débités en petits bancs, ils alternent progressivement avec des schistes et des micaschistes noirs parfois à enduits métalliques. Ce même type de matériel affleure jusqu'au niveau du refuge. Des fantômes de ce qui pourrait être des Globotruncanidés sont observables dans les lames minces de ces marbres jaunâtres.

Une telle succession métasédimentaire appelle deux remarques :

- d'une part, le remaniement des ultrabasites dans les premiers bancs de marbres accrédite la nature stratigraphique normale du contact métaserpentinites-métasédiments ;

- d'autre part et une nouvelle fois, cette succession ne peut être l'équivalent strict de la Série de Chabrière par exemple, définie en Queyras comme la couverture normale des ophiolites [Lemoine *et al.*, 1970 ; Lemoine, 1971]. Tout au plus peut-on rapprocher les premières séquences de marbres gris, situées en contact direct des ultrabasites qu'ils remanient, des classiques calcaires à Calpionelles largement développées dans l'aire téthysienne au Malm-Berriasien. En cela nous suivons les attributions proposées pour des niveaux de marbres de même position et de même faciès par Lemoine *et al.* [1970] en Queyras ou G. Elter [1971] dans les Alpes Graies.

L'âge du reste de la série est d'attribution plus délicate. Nous admettons qu'elle est d'âge crétacé supérieur basal compte tenu du fait qu'elle contient des restes probables de foraminifères planctoniques. Deville [1987, p. 129-141] avait lui-même procédé de la sorte après avoir découvert des sections probables de foraminifères monocarénés dans des sédiments détritiques,

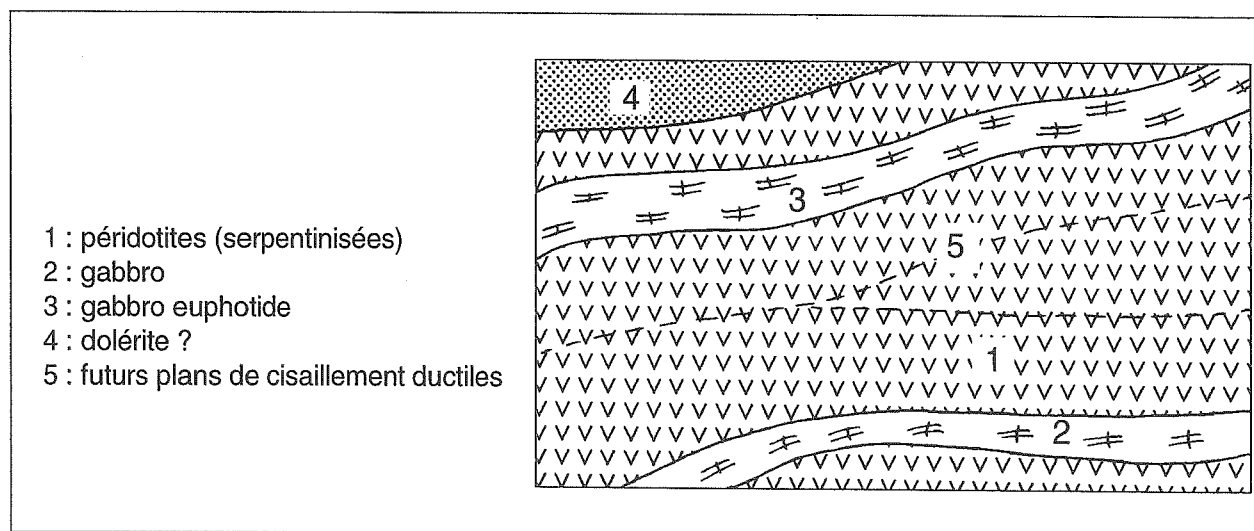


Fig. 53. – Reconstitution d'un fragment du plancher océanique téthysien à partir de la coupe d'Avérole.

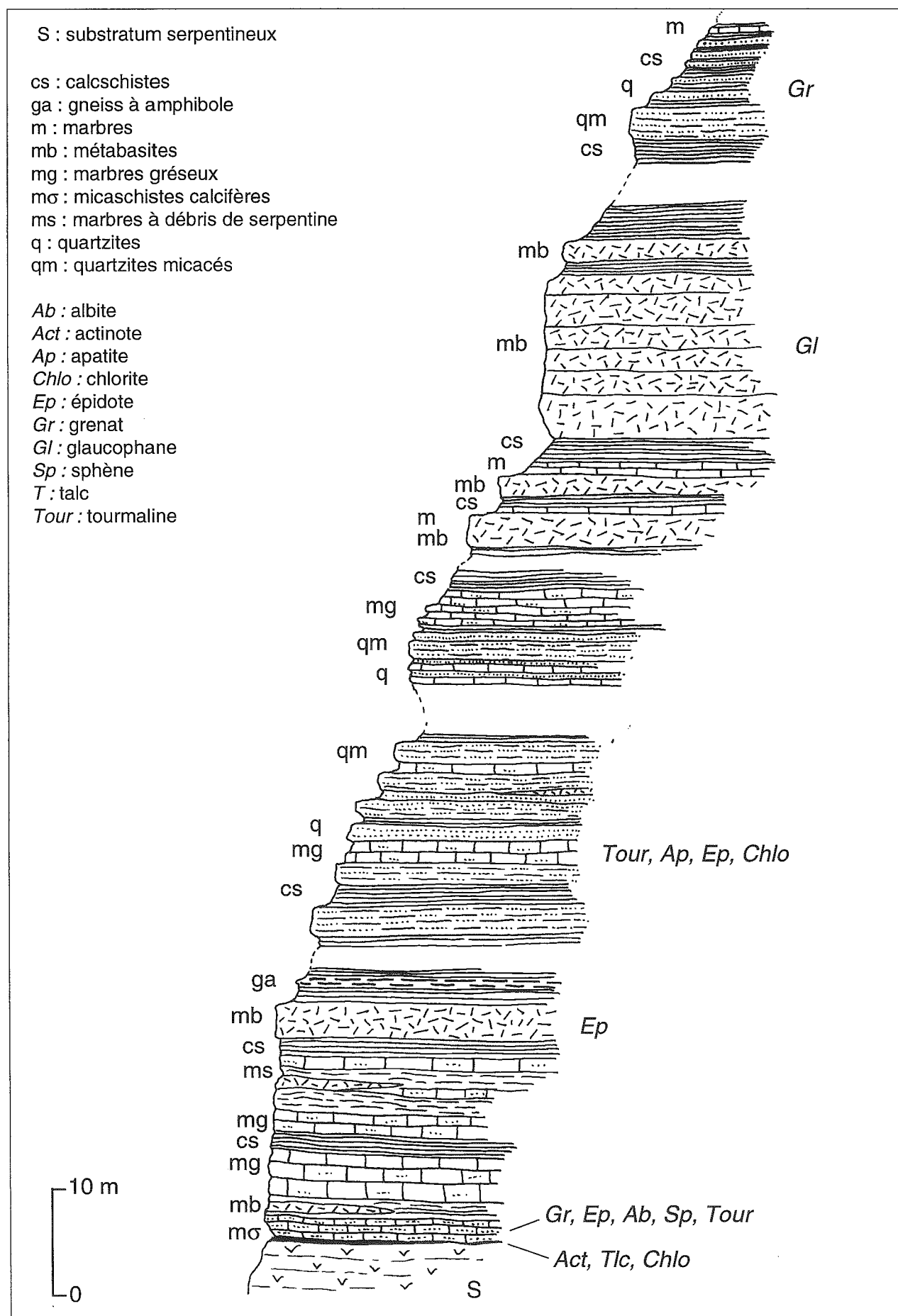


FIG. 54. – Coupe du secteur du Plan du Pré - Entre Deux Ris.

très proches du paléopancher océanique, appartenant à l'ensemble des unités océaniques inférieures.

b. La coupe du secteur Plan du Pré - Entre Deux Ris

L'analyse d'une telle coupe s'effectue à moins d'un kilomètre au Nord du refuge d'Avérole, depuis les contreforts nord du replat du Plan du Pré jusqu'en rive droite du ruisseau d'Entre Deux Ris.

A l'image de la coupe précédente, elle se décompose en deux ensembles distincts. Des serpentinites et des serpentinoschistes supportent ici une couverture métasédimentaire bien développée et très variée, que seule nous décrirons (fig. 54).

Cette couverture comprend deux parties, d'importance très inégale.

b. 1. A la base, un ensemble de marbres impurs, de un à quelques mètres d'épaisseur

Au-dessus du classique niveau réactionnel à talc, chlorite, actinote, viennent en effet des bancs de marbres à filets siliceux, pétris de débris de serpentinites et parfois des quartzites blancs d'épaisseur centimétrique. Ces derniers, très riches en grenats rouge-brun, sont associés à de fins lits sombres, sans doute manganésifères. Ce sont cependant des alternances, sur 50 cm d'épaisseur environ, de marbres beiges et de lits clairs blanchâtres, vert-jaune ou parfois rosés, qui retiennent l'attention. Ces lits sont riches tantôt en grenat, tantôt en grenat et épidote (dont la zoïsite). Albite et sphène sont également fréquents. Les mêmes niveaux ont été décrits par Chopin [1979] et Robert [1979] au contact des serpentinites de Bonneval sur Arc et qualifiés de « marbres à minéraux » par le premier auteur qui notait en outre la présence de chrome dans l'épidote et le grenat.

b. 2. Au-dessus des marbres de base

Au dessus des marbres de base affleure une série métasédimentaire de 150 à 200 m d'épaisseur. Elle révèle une succession de trois termes lithologiques qui alternent irrégulièrement.

b. 2. 1. Un terme formé essentiellement de marbres mais aussi de calcschistes

Ce sont les schistes lustrés banaux des auteurs. La lame mince révèle ici la forte teneur de ces niveaux en grains de quartz et en phyllites. Les marbres sont généralement de couleur rousse ou jaunâtre ; ils peuvent être dolomitiques. Les calcschistes présentent souvent des enduits graphiteux.

Marbres et calcschistes sont permanents et constituent en volume la plus grande partie de la série. Ils témoignent du démantèlement ou d'un socle cristallin et de sa

couverture ou de séries océaniques en partie siliceuses, ou encore des deux.

b. 2. 2. Un terme formé de divers quartzites

On y rencontre, en effet des quartzites blancs presque purs ou à taches sombres manganésifères, des quartzites micacés et des quartzites à albite. Dans ces derniers les lames minces révèlent l'assemblage suivant : + quartz + micas blancs + chlorite \pm albite \pm épidote \pm calcite \pm chloritoïde \pm grenats \pm tourmaline \pm apatite \pm sphène. Sont associés, des micaschistes et des gneiss plus ou moins albitiques, riches en chlorites, amphiboles vertes et en calcite. Ces faciès, qui apparaissent bien du fait de leur dureté, se répartissent en groupes de bancs centimétriques à métriques et demeurent bien développés plutôt vers la base de la série. La photo 10 montre l'allure de l'alternance marbres-quartzites. Régulièrement stratifiés, parfois granoclassés, à passage progressif avec les marbres et les calcschistes ainsi que l'avait déjà remarqué Michel en 1953, certains de ces niveaux correspondent indubitablement à des apports en éléments détritiques acides au sein du bassin sédimentaire (grès siliceux, grès arkosiques). Cependant l'origine des niveaux siliceux les plus purs ou des niveaux à manganèse ne peut être recherchée au niveau d'un socle cristallin. Ces sédiments ont une origine océanique. L'analyse détaillée de certains affleurements ne permet pas toutefois de trancher entre une origine purement authigénique du sédiment ou non. Voyons à titre d'exemple l'affleurement observable dans le lit du ruisseau des Chalanchottes, affluent rive droite du torrent d'Entre Deux Ris. La coupe est observable vers 2250 m d'altitude en $x = 971,775$ km et $y = 3344,750$ km (feuille au 1/25 000 Lanslebourg n° 3-4, zone Lambert II). Elle montre, sur moins d'un mètre d'épaisseur, la succession suivante, du bas vers le haut (fig. 55) :

(1) des quartzites blanc-jaune, à grenats et accessoirement à épidotes, micas blancs et opaques ;

(2) des quartzites finement lités clairs, riches en piémontites et grenats ;

(3) des quartzites blancs à grenats et piémontite (\pm calcite \pm albite \pm micas blancs), à lits centimétriques ou à boudins noirs manganésifères ;

(4) de petits niveaux rougeâtres, quartzitiques, toujours à grenats et piémontites (\pm opaques \pm épidote \pm micas blancs) mais également à débris ou galets noirs.

Cette coupe rappelle les successions siliceuses à Radiolaires ou non des séries océaniques du Crétacé supérieur [Graciansky *et al.*, 1986 et 1987].

L'interprétation que nous retenons ici est que nous avons affaire à des dépôts authigènes affectés de remaniements sur place (débris et galets noirs).

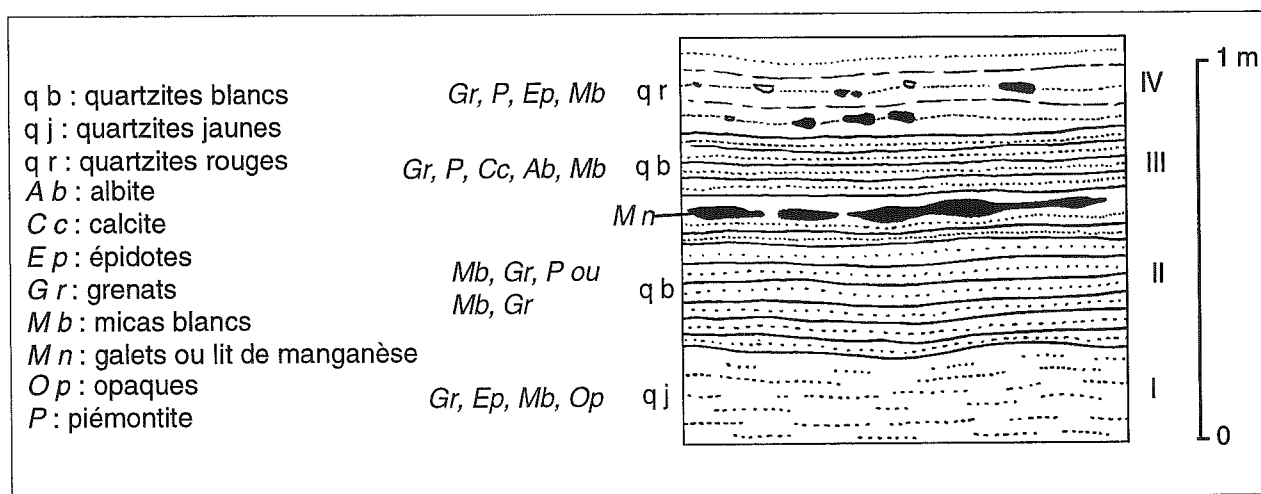


FIG. 55. – Coupe dans le ruisseau des Chalanchottes (détail).

b. 2. 3. Un terme formé de metabasites

On y retrouve les classiques prasinites des auteurs anciens. Elles apparaissent soit sous la forme de lits fins ou de bancs stratiformes, soit sous la forme d'olistolites.

Des lits centimétriques de serpentinoschistes et de chloritoschistes apparaissent épisodiquement dans la série. Ils correspondent à d'anciens lits de sables de pyroxènes. Dans la majorité des cas toutefois, les « prasinites » forment des bancs décimétriques, métriques ou plurimétriques, régulièrement stratifiés et à passage progressif aussi bien avec les marbres qu'avec les méta-arénites acides. Le faciès classique est celui d'une roche massive finement litée ou rubanée dans laquelle l'albite, les épidotes, la chlorite, le sphène et le glaucophane constituent séparément ou ensemble l'essentiel des lits. Comme dans la coupe du col delle Coupe, des textures originelles montrant des laves en coussins dans une matrice chloritique subsistent. Comme dans cette coupe et comme ailleurs [Lagabrielle, 1982, 1987 ; Lagabrielle et Cotten, 1984 ; Deville, 1987] nous attribuons à ces prasinites une origine détritique. Il s'agirait de méta-arénites basiques issues du démantèlement d'un plancher océanique.

De plus, l'existence, vers la base de la série, de lames isolées ou de blocs arrondis de metabasites massives et de métagabbros sombres souligne l'importance des phénomènes d'érosion (olistolites).

D'ailleurs, la remobilisation tectonique d'un plancher océanique entraînant le démantèlement et le transport de gabbros, de serpentinites et de basaltes en domaine sous-marin profond ont pu être démontrés par observation directe à l'aide d'un submersible [Campagne Cyagor II sur le Banc de Gorringe, plongée CY 14-81, Lagabrielle *et al.*, 1982]. L'importance du couplage tectonique-sédimentation dans les fonds océaniques était alors soulignée [Lagabrielle, 1982].

Finalement, le caractère essentiel de la majeure partie de la série d'Entre Deux Ris aussi bien que de celles décrites précédemment d'ailleurs, est le détritisme. L'alternance irrégulière, depuis l'échelle du centimètre jusqu'à celle du mètre, de marbres gréseux, de calcschistes, d'arénites siliceuses d'une part, basiques d'autre part, autorise à imaginer un complexe sédimentaire synorogénique de type flysch, l'origine des éléments étant mixte, continentale et océanique.

On remarquera en outre que cette série d'Entre Deux Ris pose les mêmes problèmes d'identification et surtout d'âge des divers ensembles observés que celles que nous avons déjà décrites. Si l'on peut, sans grand risque d'erreur, rapporter au Malm-Berriasien les premiers niveaux métasédimentaires recouvrant les divers éléments du paléo-plancher océanique (marbres gris et métaradiolarites au moins), l'âge de l'essentiel des Schistes Lustrés est plus difficile à préciser. Trois arguments indirects conduisent à les attribuer au Crétacé supérieur. Tout d'abord, selon le principe de superposition, ces Schistes lustrés ne peuvent être que post Berriasien ; ensuite les données radiométriques récentes situent le premier événement métamorphique majeur vers 80 ± 26 Ma dans ce secteur [Bocquet *et al.*, 1974]. Un tel âge s'accorde d'ailleurs avec les limites des âges dits éoalpains qui recouvrent l'intervalle de temps 90-65 Ma [Hunziker, 1974 ; Chopin et Maluski, 1978, 1980] ou bien des âges dits éo-alpins tardifs par Hunziker *et al.* en 1992 (85-60 Ma). L'essentiel des Schistes lustrés doit donc être cantonné dans le Crétacé. Ils appartiennent vraisemblablement au Crétacé supérieur si l'on admet que les fantômes de Foraminifères planctoniques évoqués par les formes organisées observables dans certains marbres sont bien des Globotruncanidés et, ou, que les niveaux siliceux, observables à l'intérieur des Schistes lustrés sont corrélables à ceux de la « crise radiolaritique » du Crétacé supérieur connus en particulier dans les séries océaniques de l'Atlantique.

c. La coupe de Derrière le Clapier (fig. 56)

Elle est analysable sur le revers ouest du col de l'Autaret, au fond et en rive droite de la vallée de la Lombarde, à partir de 2650 m d'altitude. Depuis le refuge d'Averole, elle est accessible après 3 heures de marche environ.

Les principaux caractères de cette coupe sont les suivants :

I. Ce sont des péridotites serpentinisées massives, localement à rubanement préservé, qui forment la base de la série métasédimentaire. Des filons sécants de métagabbros à micas chromifères ainsi que des veinules de calcite recoupent ce matériel.

II. Les successions sus-jacentes comprennent des calcschistes à intercalations de quartzites clairs, de micaschistes ou de paragneiss vers le bas, de metabasites stratiformes vers le haut. Localement ces dernières incluent une lame de serpentinites (olistolite ?) ; plus haut elles montrent clairement, sur 2 m d'épaisseur environ, des éléments de laves en coussin, riches en glaucophane, plus ou moins dispersés au sein d'un fond finement lité chlorito-actinolitique. A la différence des coupes que nous

venons de décrire, ce sont ici des calcschistes qui viennent directement sur le paléosubstrat océanique. Le reste de la série peut être corrélé sans difficulté aux différents termes des séries des coupes analysées plus haut.

C. Conclusions relatives aux coupes levées dans l'unité d'Avérole

Elles sont similaires à celles tirées des coupes levées dans l'unité Ciamarella-Gran Uia près des refuges Gastaldi et Malciaussia. La grande homogénéité qui se dégage de l'ensemble apparaît bien sur la figure 57.

2. 2. 1. 4. Conclusions sur la lithostratigraphie des unités liguro-piémontaises inférieures

Deux remarques s'imposent d'emblée :

- le substratum ophiolitique est la plupart du temps de nature serpentineuse ;
- la couverture comprend deux ensembles distincts de formations :

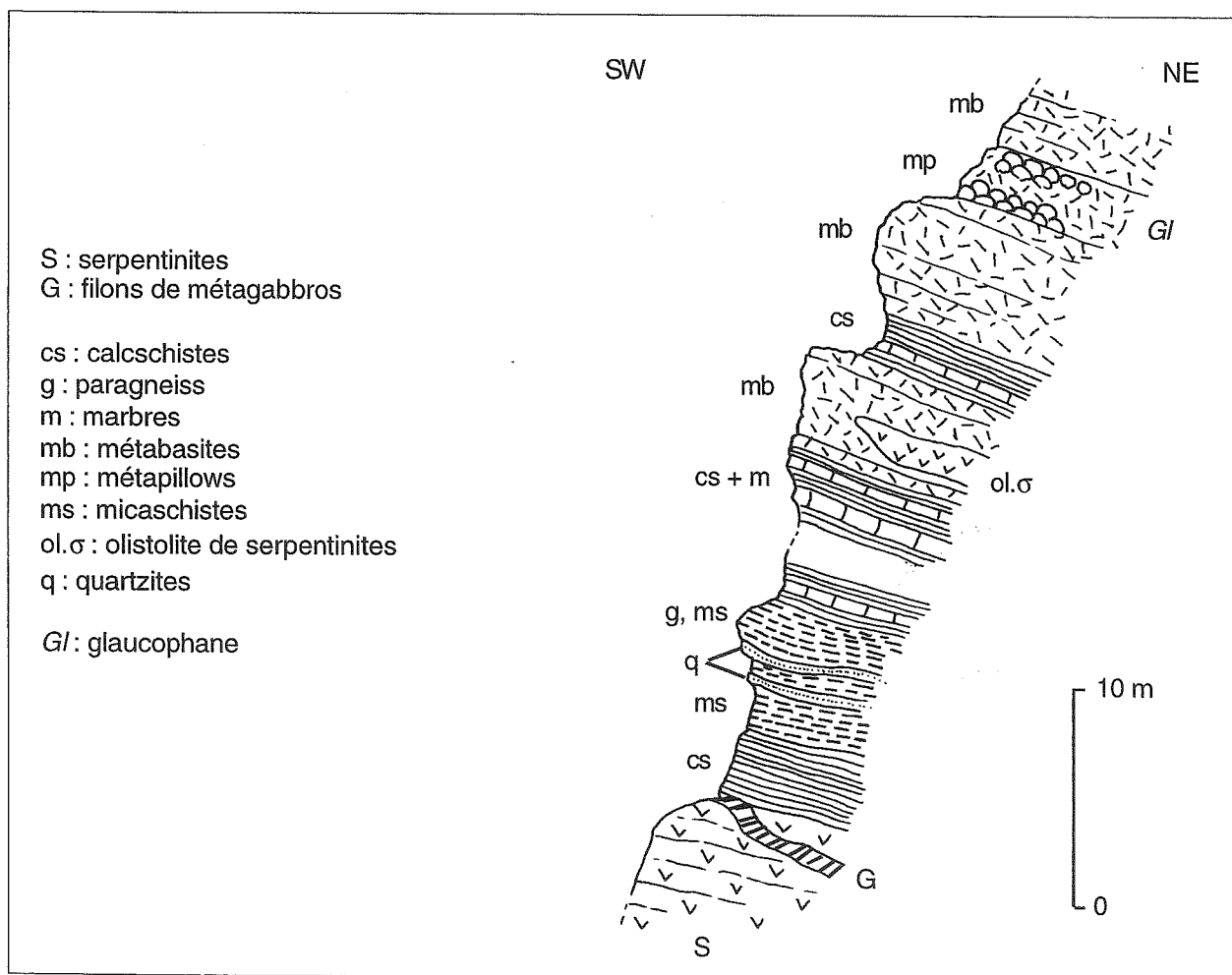


Fig. 56. – Coupe de Derrière le Clapier.

. à la base, un ensemble hétérogène et peu épais en général qui peut comporter ensemble ou non des marbres gris, des metabasites, des métaradiolarites et des schistes noirs ;

. au-dessus, un ensemble homogène et puissant à trois termes bien différenciés : marbres et calcschistes, quartzites et paragneiss, metabasites.

A. Le substratum ophiolitique

Les serpentinites forment l'essentiel du fond ultrabasique, gabbros et dolérites demeurent subordonnés. Localement des dykes chloritisés recoupent les gabbros. Le cortège ophiolitique est donc incomplet et réduit à ses termes les moins évolués.

B. La couverture

* Les premiers termes de cette couverture sont de nature variable et généralement peu épais.

Ce sont des marbres gris, d'épaisseur centimétrique à métrique et plutôt mal stratifiés qui recouvrent le plus souvent les ultrabasites serpentinisées. Ces marbres ont pour caractéristique générale d'être pétris d'éléments serpentineux et chloritiques. Des metabasites peuvent également représenter le premier terme de la couverture

du paléofond océanique. Les textures magmatiques restent rares. Il est vraisemblable que d'anciens niveaux de coulées basaltiques supportent ou recouvrent d'anciennes assises détritiques basiques, basaltiques ou gabbroïques. La plupart du temps le tri ne peut être fait directement. En un point, des métaradiolarites probables, remaniant des éléments de serpentinites (cm au dm), viennent directement au contact des serpentinites. On peut retrouver, enfin, des schistes et micaschistes noirs graphiteux à tourmaline, soit directement sur les ultrabasites soit sur les metabasites de couverture de ces ultrabasites. Bien que rarement associés, ces niveaux, qui n'ont jamais livré de reliques fossiles par ailleurs, évoquent ensemble la couverture classique des ophiolites du Queyras ou de l'Apennin septentrional (metabasites = basaltes en coussins ; métaradiolarites = radiolarites de la base du Jurassique supérieur ; marbres gris et micaschistes noirs = calcaires, marnes et pélites du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur).

Dans l'état actuel de nos connaissances il s'agit là d'une hypothèse raisonnable de travail.

Une remarque s'impose toutefois en ce qui concerne les micaschistes noirs graphiteux. Ils pourraient tout aussi bien représenter d'anciens sédiments du type black-shales d'âge albo-aptien ou des niveaux de remaniement de ces mêmes sédiments comme nous l'avons suggéré plus haut. Dans ce dernier cas, ils appartiendraient déjà à la base du Crétacé supérieur.

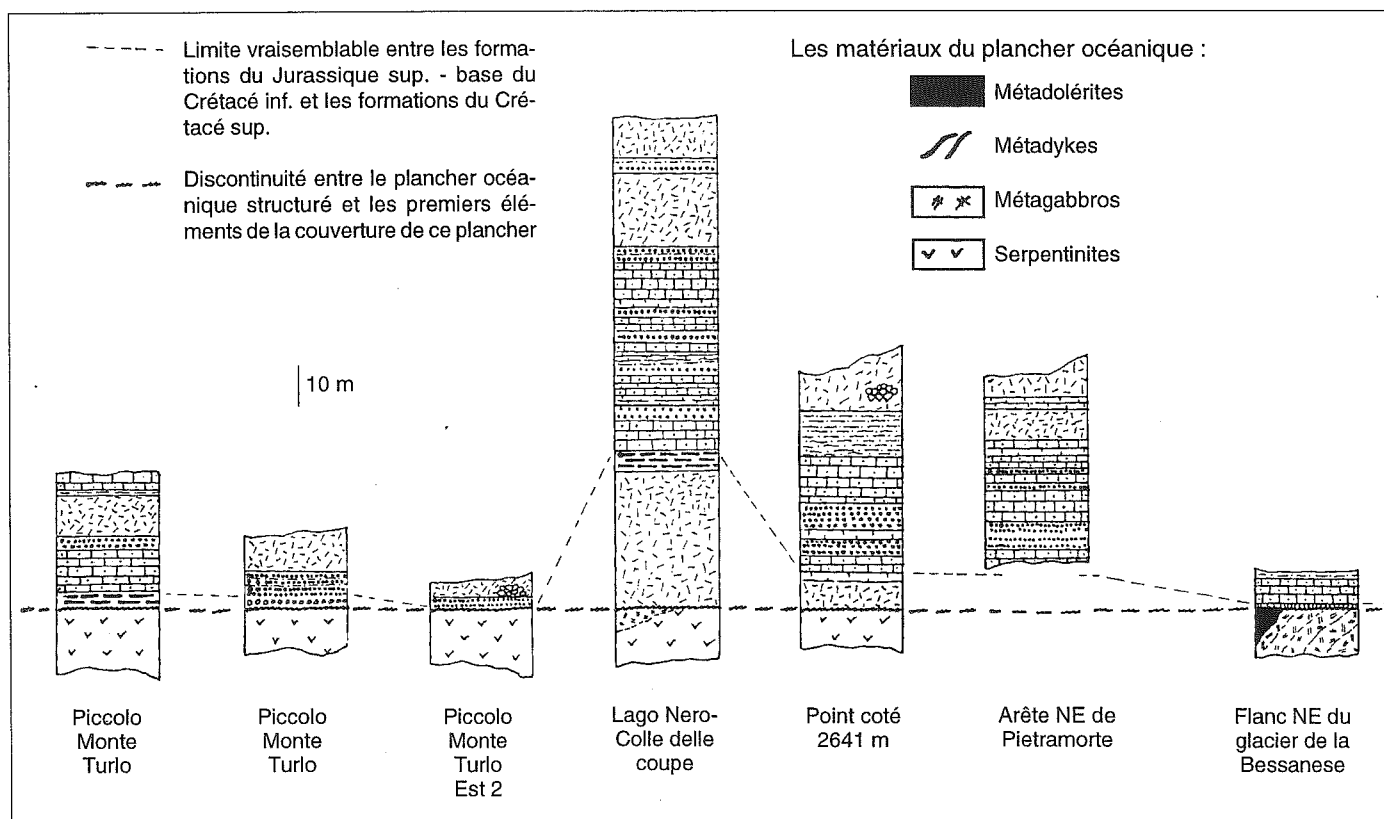


FIG. 57. – Coupes levées dans les unités liguro-piémontaises inférieures - Synthèse des données.

* Les autres termes de cette couverture forment sans ambiguïté un ensemble homogène remarquable par les successions qu'il offre et par sa puissance. Des marbres roux et des calcschistes, des quartzites micacées ou non et de plus rares paragneiss, enfin des metabasites composent cet ensemble.

Des cycles courts à trois termes peuvent s'observer. Aux marbres succèdent des quartzites puis des metabasites. Ils demeurent rares. Le plus souvent cette trilogie est « diluée », deux termes alternant d'abord puis deux autres. Ces alternances, ainsi que les multiples preuves de remaniement (brèches, conglomérats et grès siliceux, plus ou moins arkosiques ou basaltiques enfin) autorisent à voir dans cet ensemble une formation syn-orogénique de type flysch impliquant des éléments de croûte océanique et de son immédiate couverture ainsi que des éléments de croûte continentale.

Les rapports de cette formation avec la précédente ainsi que l'âge des dépôts ne peuvent être établis qu'indirectement.

- La relative hétérogénéité des niveaux attribuables à la fin du Jurassique-Berriasien affleurant sous cette formation homogène est remarquable. En termes de géométrie une telle opposition évoque une certaine discordance cartographique.

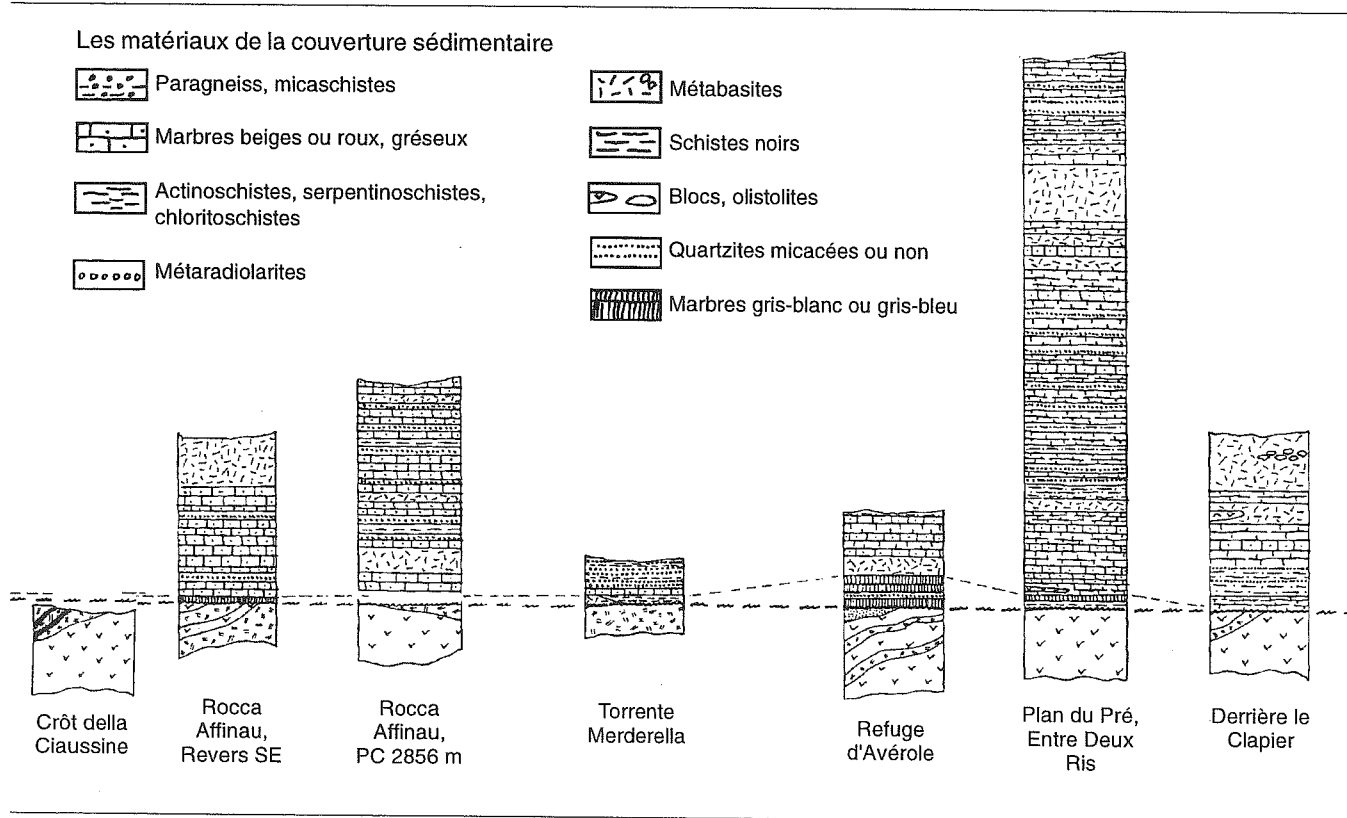
- Les vestiges fossiles sont rares et représentés en général par des fantômes de Globotruncanidés et de

Radiolaires. Les mêmes vestiges ont été découverts dans des niveaux similaires d'unités paléo-océaniques identiques [Deville, 1987 ; Fudral *et al.*, 1987]. On peut donc, en première approximation, attribuer cette formation au Crétacé supérieur. Les âges radiométriques du premier métamorphisme connu (métamorphisme éo-alpin), qui appartiennent aux intervalles 90-65 Ma ou 85-60 Ma selon les auteurs, accréditent cette proposition. Nous aurions affaire ainsi à un flysch de la base du Crétacé supérieur ou bien du Sénonien, c'est-à-dire en définitive à un flysch néocrétacé.

- Les séries des unités océaniques inférieures portent l'empreinte d'au moins deux événements géodynamiques majeurs.

(I) Le premier concerne l'individualisation du fond océanique. Le rifting téthysien a conduit à la mise à l'affleurement du matériel mantellique qui recevra une sédimentation relativement classique au début. Le cortège ophiolitique demeure réduit ; de même les épanchements volcaniques sont limités en volume et intercalés dans des successions d'arénites basiques témoignant de l'érosion de fragments de la croûte océanique de l'époque. Une telle organisation donne l'impression d'une expansion océanique très limitée.

(II) Le second est marqué par le développement d'un puissant flysch néocrétacé dont l'essentiel de l'alimentation provient de l'érosion de la croûte océanique et de sa couverture immédiate. Les formations détritiques



décrites témoignent d'une instabilité tectonique nouvelle du domaine océanique pendant le Crétacé supérieur. Nous relierons ce dynamisme aux processus de fermeture de l'aire océanisée selon un modèle d'écaillages et de nappes océaniques que nous préciserons plus loin.

On notera enfin que relativement aux secteurs proches étudiés par D. Robert [1979] et E. Deville [1987], les formations détritiques bréchiques de remaniement des matériaux du fond océanique venant en couverture immédiate de ce fond demeurent peu développées dans notre secteur d'une part ; que les équivalents des schistes noirs siliceux fini-crétacé inférieur décrits ailleurs [formation de l'Alpe Crosenna sur le revers italien du Queyras, par exemple, Lagabrielle, 1987, p. 106] sont également peu représentés ou font défaut ici, d'autre part.

2. 2. 2. *Lithostratigraphie des unités liguro-piémontaises médianes*

2. 2. 2. 1. *Le cadre général de ces unités*

* Elles couvrent la majeure partie du secteur étudié, depuis la vallée de l'Arc au Nord-Ouest jusqu'au revers Sud-Est de Rocciamelone d'une part, du torrent d'Avérole aux abords du Mont Cenis, d'autre part (Pl. hors-texte 1).

Quatre unités distinctes ont été différenciées. La plus importante à l'affleurement est dite du Charbonnel-Rocciamelone-Signal du Petit Mont Cenis. Viennent ensuite dans l'ordre d'importance décroissante, l'unité de Novalesa-Corne Rousse, l'unité de la Pointe de Ronce et l'unité de San Giuseppe-Venaus.

* Vers l'Est, elles reposent tectoniquement sur les unités océaniques inférieures ou bien sont appliquées contre elles par faille. Vers l'Ouest, elles recouvrent tectoniquement les unités briançonnaises internes avec lesquelles elles peuvent participer à d'étroites structures en plis couchés soulignées par d'énormes amas de gypses bien repérables dans le paysage.

* La base de ces unités n'est simple à repérer que lorsqu'elle est marquée par des écaillages de roches particulières, serpentinites ou cargneules. Il est curieux de constater que ce sont des marbres dolomitiques et des métadolomies cargneulisées, fortement laminés qui jalonnent en général la limite unités océaniques inférieures et unités océaniques médianes, alors que ce sont des écaillages de serpentinites qui soulignent le contact avec les unités plus externes du domaine briançonnais.

* Enfin, elles supportent l'unité supérieure dite de la pointe du Lamet.

Le cadre structural proposé pour ces unités se superpose sans difficulté à celui décrit au Nord - Nord-Ouest par Deville en 1987 sur la base de travaux propres

et des données de Raguin [1929], Goguel [1955], Chopin [1979] et Robert [1979]. En revanche, il est quelque peu différent de celui proposé en basse vallée de Suse par Pognante [1980] et en haute vallée de Viù par Perotto *et al.* [1983].

2. 2. 2. 2. *Lithostratigraphie des unités liguro-piémontaises médianes*

A. *L'unité Charbonnel-Rocciamelone - Signal du Petit Mont Cenis*

a. *Présentation de l'unité*

* Il s'agit de l'unité la plus élevée en altitude de tout le secteur étudié. Elle inclut notamment la Pointe du Charbonnel (3752 m) et le sommet de Rocciamelone (3538 m).

* La principale caractéristique lithostratigraphique de cette unité réside dans l'important développement de formations détritiques attribuables au Crétacé supérieur et riches en olistolites d'origine océanique et continentale.

b. *Lithostratigraphie de l'unité*

* La base stratigraphique originelle de cette unité n'est pas connue avec certitude. On lui rattache cependant des écaillages formés de matériel ultrabasique revêtu stratigraphiquement d'un tégument carbonaté à débris de serpentinites.

* Deux formations constituent de bas en haut l'essentiel de cette unité. La première correspond à des calcschistes sombres et à des marbres à intercalations de matériel détritique, parfois grossier, d'origine ophiolitique ou continentale. La seconde est faite essentiellement de puissantes assises de marbres clairs, jaunâtres, à interlits calcschisteux, pauvres en apports détritiques grossiers.

b. 1. *Les écaillages d'ultrabasites de la base de l'unité*

Elles sont clairement observables en deux points :

- dans l'ancienne carrière d'amiante de Termignon, en rive gauche de l'Arc, vers 1420 m d'altitude ;
- au pied méridional du massif du Mont Froid, au voisinage immédiat du petit lac de l'Etoile.

b. 1. 1. *Coupe de l'ancienne carrière de Termignon (fig. 58)*

Elle est située à l'extrémité sud-ouest de la carrière, au pied des pentes du point côté 1556 m, à la lisière de la

forêt. Elle se décompose en trois ensembles distincts, qui sont, du bas vers le haut :

1. 6 à 7 m de serpentinites vert-clair fortement tectonisées et riches en filons et en fibres isolées d'amiante. Dans cette masse les serpentinites peuvent se débiter en boules irrégulières de 50 cm à 1 m de diamètre, sans changer d'aspect.

2. moins d'un mètre de marbres impurs dont la limite avec les serpentinites est quasiment dépourvue de filets actino-chloritiques. Ces marbres gris-bleu à débris de serpentines, parfois de taille centimétrique, contiennent également de fins lits millimétriques à centimétriques de prasinites claires et des filets siliceux ou de schistes noirs. Ces marbres remanient sans aucun doute des matériaux ophiolitiques.

3. un ensemble de marbres et de calcschistes dont la liaison directe avec les marbres sous-jacents est difficile à démontrer du fait d'un léger couvert morainique.

Plus au Nord-Est cependant, en remontant la carrière, ces derniers niveaux paraissent sinon en contact stratigraphique tout au plus légèrement décollés des niveaux précédents. Ces calcschistes et ces marbres n'ont pas de signature particulière.

Cette succession peut s'interpréter ainsi :

- Les serpentinites représentent l'ex-plancher océanique à la manière des ultrabasites des unités liguro-piémontaises inférieures. Toutefois en l'absence de filons sécants ou de masses gabbroïques associées à ces serpentinites qui accrédiraient l'origine magmatique initiale de ces matériaux, on ne peut rejeter définitivement l'hypothèse qu'elles représentent d'anciennes arénites de serpentines c'est-à-dire les premiers produits de remaniement de ce plancher.

- Par comparaison avec les calcaires à Calpionelles de l'Apennin septentrional, les marbres impurs (2) peuvent être attribués au Jurassique terminal - Crétacé basal.

- Les calcschistes et les marbres sus-jacents, banaux, pourraient appartenir déjà au Crétacé supérieur basal. Un à deux mètres au-dessus de la limite entre les assises (2) et (3), en effet, M. Marthaler a pu mettre en évidence des profils de Foraminifères planctoniques de type Praeglobotruncana. Cette attribution au Crétacé supérieur basal n'a pas reçu à ce jour de confirmation. La même formation a cependant livré ailleurs des sections typiques de Globotruncanidés de la base du Crétacé supérieur [Deville, 1987, p. 133-134 ; Marthaler in Fudral *et al.*, 1987].

b. 1. 2. Coupe du revers sud du Mont Froid (fig. 59)

De la crête du général Sarret au col de Sollières, le contact de l'unité médiane avec les évaporites et les cargneules briançonnaises est jalonné par une succession d'écaillés formées soit par des marbres isolés soit par l'ensemble serpentinites et marbres.

Au voisinage du lac de l'Etoile, près du point coté 2612 m, la coupe est la suivante :

- . 1m environ de serpentinites peu ou pas foliées ;
- . quelques centimètres de mylonites siliceuses rougeâtres ;
- . 2 à 3m de marbres impurs, fortement microplissés, alternant avec des lits purement siliceux blancs ou roux parfois albitiques.

Ces marbres se retrouvent à travers les déchirures du couvert morainique sur le flanc est du lac et même au revers de la crête cotée 2719 m.

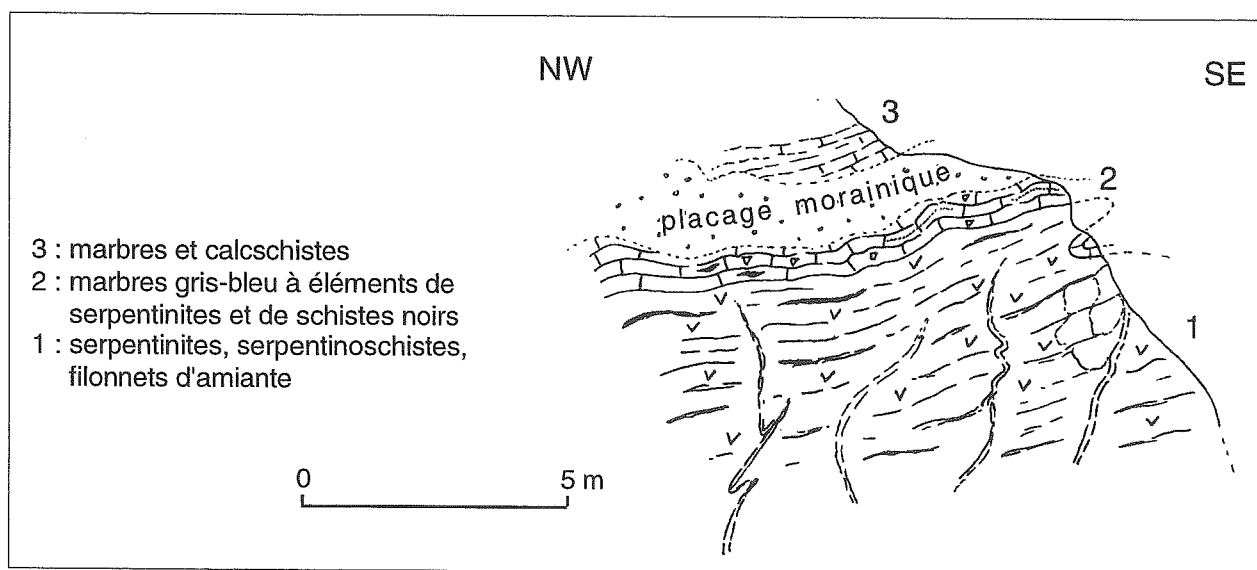


Fig. 58. - Relation entre les serpentinites et leur couverture à l'ancienne carrière d'amiante de Termignon.

On retrouve donc le même matériel serpentiniteux et les mêmes marbres qu'à la carrière de Termignon. Des métaradiolarites probables s'intercalent toutefois ici entre les deux ensembles.

Deux autres points permettent de faire des observations similaires. Il s'agit d'abord de la rive ouest de la retenue du Mont Cenis près des fermes d'alpage de la Vachère ou de Jorcin, ensuite, vers 2500 m d'altitude, du sentier militaire joignant l'ancien fort de Ronce au point coté 2753 m. Toutefois, les affleurements restent isolés et parfois glissés. Ils permettent de localiser le contact plus que de tirer des conclusions sur les matériaux constitutifs du paléopancher océanique et sur sa couverture immédiate.

. En définitive, le matériel ultrabasique qui jalonne la base de l'unité Charbonnel-Rocciamelone représente des fragments de l'ancien fond océanique sinon l'immédiate couverture de remaniement de celui-ci.

Les autres termes de cette couverture, des métaradiolarites probablement et des marbres gris à éléments de serpentinites sont classiques. Ils sont corrélables, terme à terme, avec les éléments de la couverture immédiate des autres fragments ophiolitiques téthysiens ; ils peuvent recouvrir ainsi l'intervalle de temps Jurassique moyen - Berriasien.

b. 2. La série métasédimentaire sus-jacente

b. 2. 1. Les grands ensembles lithostratigraphiques

Le versant est de la Pointe du Charbonnel constitue un bon site d'analyse de ces ensembles. Partant du lieu-dit La Coche, près du petit lac coté 2566 m, on s'élève plein sud pour venir longer la croupe de l'Efalla avant

d'atteindre le lac dominant le ruisseau du Pis. On grimpe alors sur le revers sud de la crête de la Lombarde puis sur la crête elle-même. Morphologiquement, deux ensembles distincts se différencient nettement, le plus élevé formant les falaises vives de la Tête et de la Pointe du Charbonnel (fig. 60).

★ L'ensemble inférieur (A), moins résistant à l'érosion, constitue les pentes comprises entre le lac de la Coche et les premiers ressauts de l'Efalla. Il appartient à ce que nous appellerons la formation du Pis. Elle comprend (fig. 61) :

- des niveaux ubiquistes du « pays des Schistes lustrés », c'est-à-dire :

- . des marbres clairs, souvent dolomitiques et jaunâtres, d'épaisseur décimétrique à métrique ;

- . des schistes et des micaschistes noirs, soulignant la foliation métamorphique et largement impliqués dans des plis serrés, parfois sans logique apparente ;

- . des quartzites ou des quartzites micacés en niveaux centimétriques ;

- . des metabasites rubanées, à actinote, chlorite et épidote.

- des ensembles de roches plus originaux. Il s'agit d'une part de gneiss clairs, plus ou moins phylliteux, riches en quartz et surtout en albite. Ces gneiss, nommés gneiss albitiques du Charbonnel par R. Michel [1953] ont malgré tout des compositions assez variables. Ils passent en continu aux niveaux de calcschistes par l'intermédiaire de micaschistes ; d'autre part, des metabasites, prenant souvent une teinte rousse et qui peuvent contenir du quartz, des phyllites et surtout des sulfures.

- de nombreux olistolites enfin, d'origine mixte, océanique et continentale. Ce sont des éléments de péridotites serpentinisées qui se rencontrent le plus souvent. Leur taille moyenne est comprise entre le quart

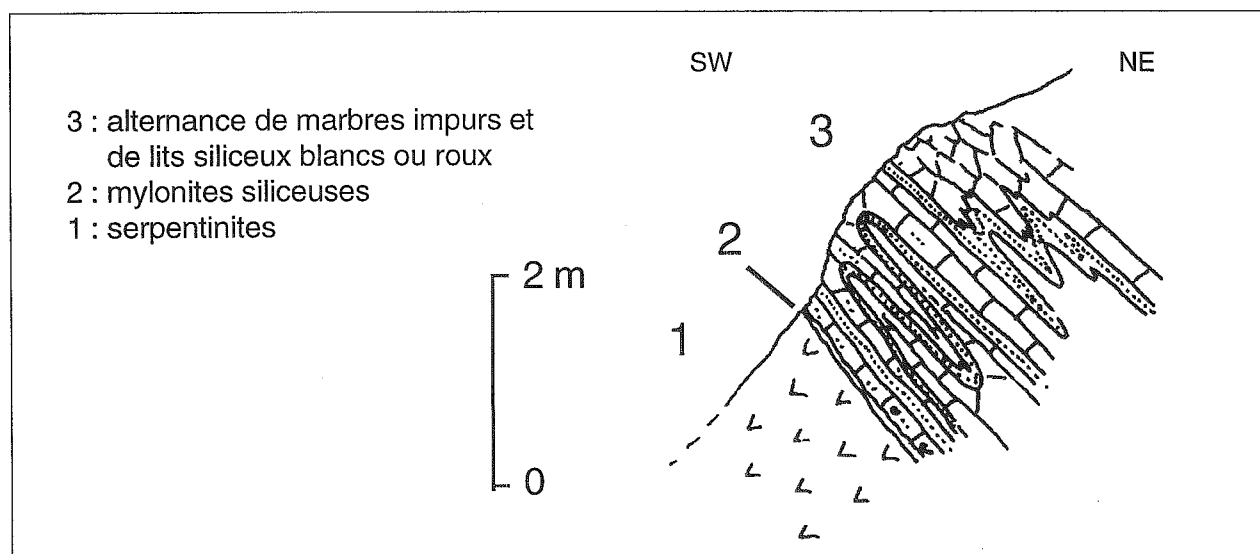


FIG. 59. – Coupe du revers sud du Mont Froid, au voisinage du lac de l'Étoile.

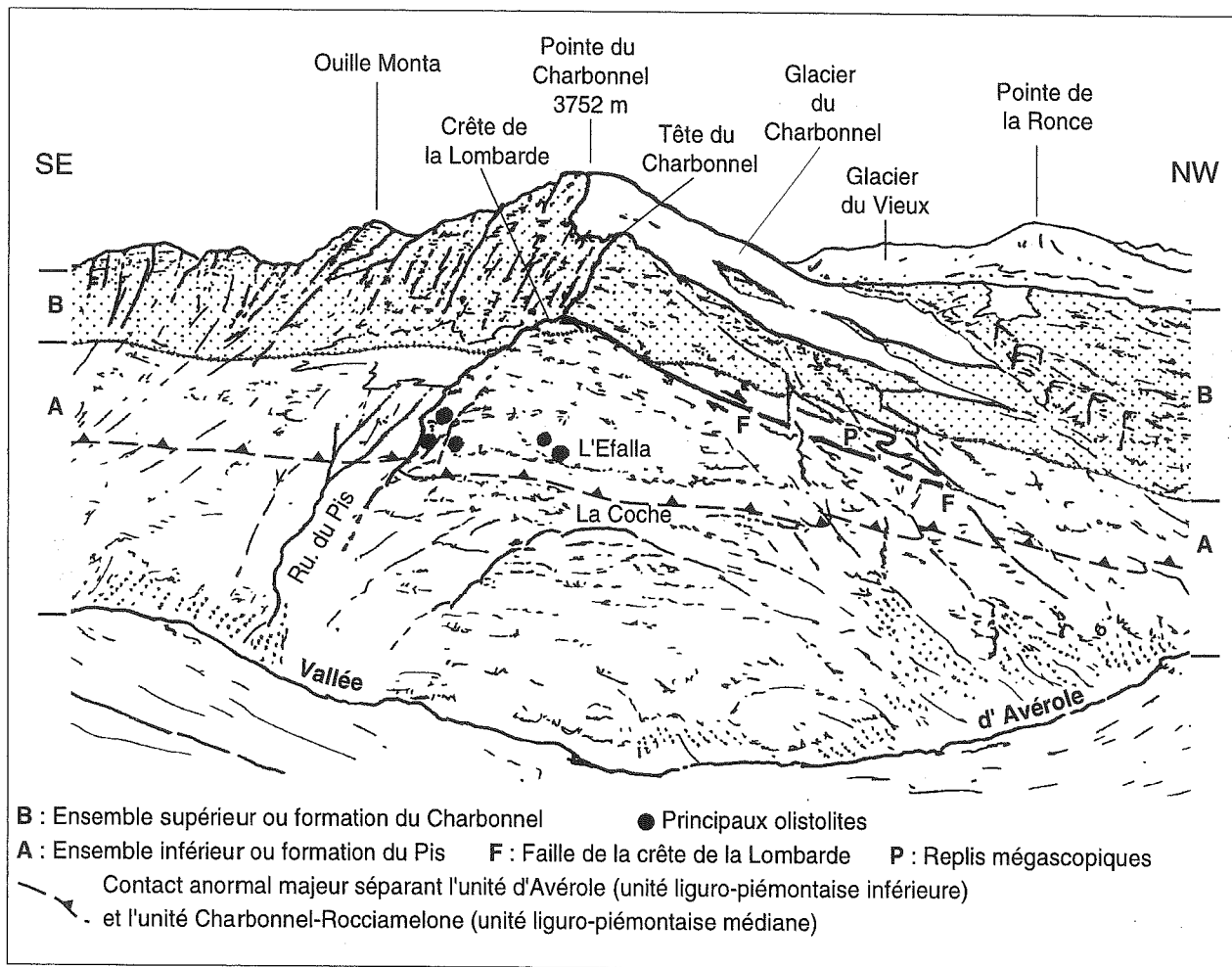


Fig. 60. – Panorama du versant est de la Pointe du Charbonnel, vu depuis la Crête de l'Albaron, rive droite du torrent d'Avérole.

de m^3 et le m^3 . L'absence de foliation marquée et la prédominance d'une teinte vert-clair différencient nettement ces matériaux des péridotites serpentinisées fortement foliées et mylonitiques qui jalonnent la base stratigraphique de cette unité. Ces olistolites témoignent du démantèlement de portions de plancher océanique.

On rencontre aussi, mais en quantité moindre, des olistolites issus d'une marge continentale. Des dolomies en blocs ou en portions de bancs, des quartzites plus rares, co-existent en effet avec les éléments de serpentinites.

Dans cette formation du Pis, marbres dolomitiques et schistes noirs sont généralement associés. Quartzites, gneiss et metabasites peuvent l'être aussi. Ils sont en fait, la plupart du temps, dispersés dans les successions calcschisteuses. Les olistolites se localisent fréquemment dans les alternances riches en gneiss et metabasites. Ceci accrédite fortement l'idée d'une origine purement sédimentaire aussi bien pour les gneiss dits du Charbonnel que pour les metabasites.

Cette formation détritique de type flysch, offre au métamorphisme près des ressemblances marquées avec les formations détritiques décrites plus haut dans les unités liguro-piémontaises inférieures. A cette parenté

lithologique s'ajoute une similitude d'âge.

En effet, cette formation appartient vraisemblablement au Crétacé supérieur basal (Cénomaniens - Turonien). Les échantillons prélevés au cœur de la séquence à olistolites, au cours d'un lever de coupe en compagnie de Deville et Marthaler, ont permis de mettre en évidence des restes de Foraminifères planctoniques (une forme monocarénée peu ankérisée et une autre bicarénée bien nette).

★ L'ensemble supérieur ou formation du Charbonnel (B), arme l'essentiel de la ligne de crête courant de la Pointe du Charbonnel au Nord, jusqu'à la Pointe du Ribbon et Roccamelone au Sud.

Il débute pratiquement sans niveau de transition au sommet du précédent. Ce passage s'observe vers 3050-3100 m sur la crête de la Lombarde (fig. 62). Il est formé par des assises métriques de marbres clairs, jaunâtres, souvent micacés et à taches centimétriques d'oxydes de fer. Régulièrement stratifiés et en règle générale dépourvus d'éléments détritiques grossiers ophiolitiques ou non, ces marbres rappellent certains faciès des « Marbres Chloriteux » de Vanoise. Vers le haut, au-delà de 3400 m d'altitude, ces marbres deviennent plus fissiles et contiennent des interlits ou des interbancs de calcschistes

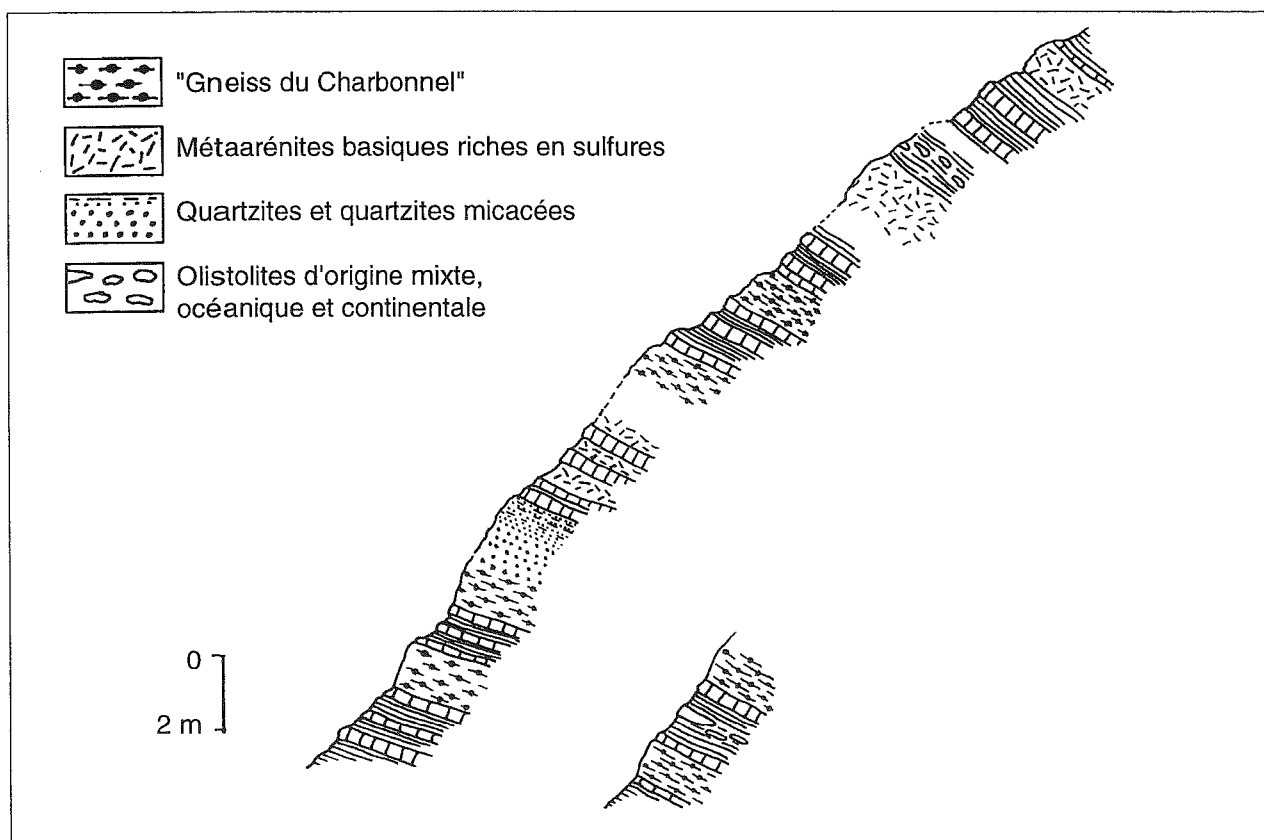


Fig. 61. – Les successions métasédimentaires de la formation du Pis, sur les pentes de l'Efalla.

contiennent des interlits ou des interbanks de calcschistes et de schistes gris à noirs.

L'âge de cette formation est mal connu, la recherche de microfaunes planctoniques s'étant révélée moins fructueuse que pour la formation précédente. Cependant deux formes bicarénées autorisent l'attribution de cet ensemble de marbres au Crétacé supérieur basal (Marthaler, communication personnelle). Nous verrons plus loin que dans l'unité Novalesa - Corne Rousse, une formation similaire a livré des formes qui confirment cet espace - temps.

b. 2. 2. Observations complémentaires

★. Les olistolites du secteur Baounet-Ouille du Favre (haut ruisseau de la Valletta et ruisseau des Favres). Les premiers olistolites que nous avons pu observer dans le secteur étudié sont analysables tant en rive droite qu'en rive gauche du haut ruisseau de la Valletta. Il s'agit d'éléments de serpentinites, isolés les uns des autres et encaissés dans une séquence essentiellement faite de calcschistes et de plus rares marbres appartenant à la formation du Pis (photo 11).

En rive droite du ruisseau, l'un de ces blocs de dimension métrique est frangé par des marbres pétris de débris de serpentinites. Un liseré à épidote, actinote et pyrite sépare le bloc de l'encaissant. On retrouve bon

nombre de ces olistolites dans la même formation plus au Sud en bordure rive droite du ruisseau des Favres et sur le revers sud-ouest de l'Ouille du favre. Les conditions de gisement ne varient pas. L'élément remarquable de ces olistolites est la faible empreinte de la tectonique. Ces serpentinites sont très peu déformées et peu foliées. L'encaissant varie quelque peu toutefois, paragneiss et metabasites sont plus fréquents et soulignent bien les mégastructures.

L'abondance ici de ces olistolites ultrabasiques confirme le caractère olistostromique de la formation du Pis et révèle l'importance des phénomènes tectono-sédimentaires d'âge Crétacé supérieur basal probable affectant le plancher ultrabasique.

★. Analyse des rapports entre les metabasites massives de l'Ouille de la Valletta et les calcschistes sus-jacents. Le promontoire nord-ouest de l'Ouille de la Valletta domine le Plan du Mont Seti. Morphologiquement, la limite franche séparant metabasites et calcschistes est nettement repérable.

La coupe de ce contact montre une succession de termes composée du bas vers le haut par les éléments suivants (fig. 63) :

(1) Metabasites massives mais finement litées. Riches en épidote, quartz, calcite et micas blancs, elles contiennent aussi des grenats chloritisés. Le passage au niveau (2) est marqué par un liseré à ocelles d'albite.

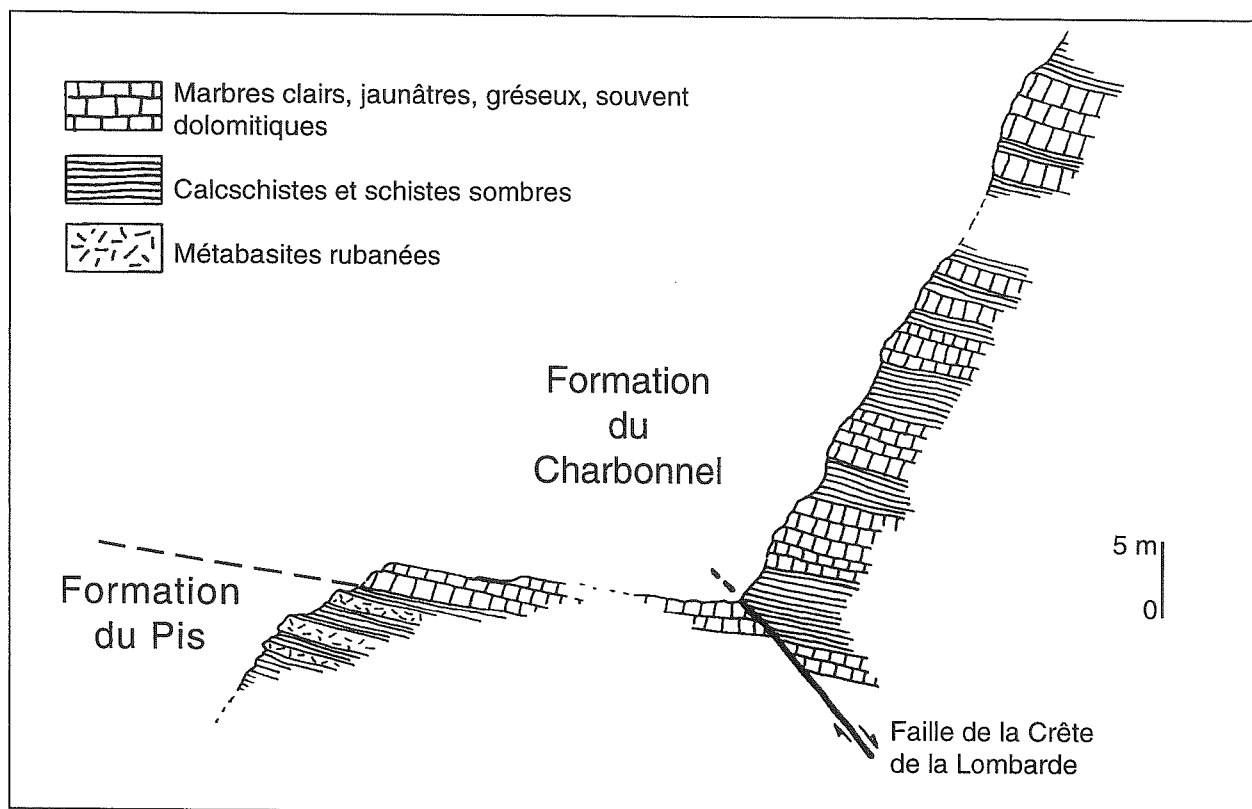


Fig. 62. – Passage de la formation du Pis à la formation du Charbonnel sur la Crête de la Lombarde (altitude 3100 m).

(2) Niveau centimétrique de marbres dolomitiques gréseux roux clair, en patine, presque blanc en cassure, finement schistosés et riches en grains noirs.

(3) Métabasites claires sur quelques centimètres.

(4) Alternance faite de marbres gréseux et de schistes noirs en bancs centimétriques à décimétriques affectée de plis isoclinaux métriques. Les marbres renferment aussi des grains noirs (du mm au cm) du même type que ceux des niveaux (2). Quelques bancs plus épais ne paraissent formés que par l'accumulation de ces grains noirs.

La nature des contacts, le type d'alternance et enfin le caractère détritique des assises métasédimentaires confèrent à cette succession le cachet typique de la formation du Pis.

Par ailleurs l'analyse en lame mince de ces divers niveaux révèle dans chaque cas la richesse en chloritoïde. Ce dernier apparaît selon deux gisements différents. Il peut former des baguettes ou de courtes rosettes, associées à de la chlorite, dispersées dans la lame. Il peut en même temps cerner des plages blindées ou des grains de composition variable. Les plages blindées renferment épidote, calcite, micas blancs, chloritoïde et chlorite. Cet assemblage pourrait remplacer essentiellement des grains polycristallins.

★ Mise en évidence de niveaux riches en sulfures dans la formation du Pis.

Ils sont bien exprimés dans le prolongement sud du

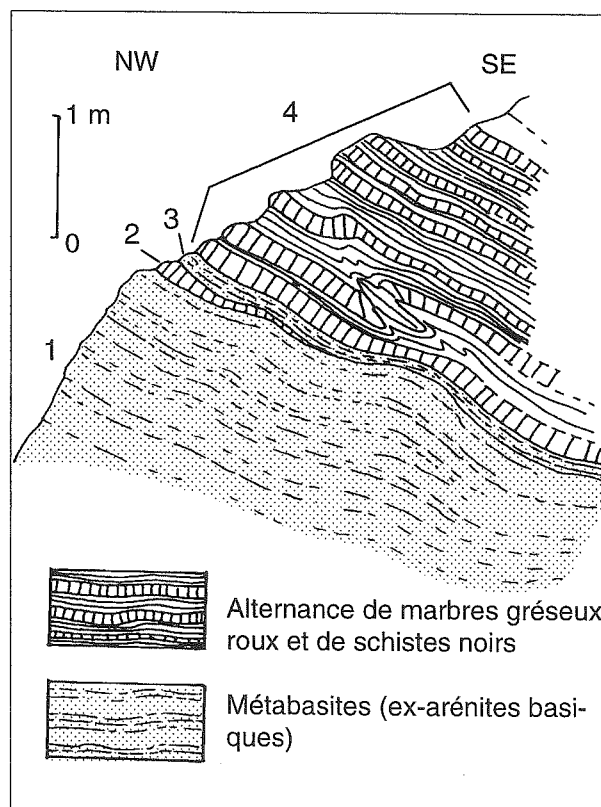


Fig. 63. – Relations métabasites-calcschistes sur le promontoire Nord-Ouest de l'Ouille de la Valletta.

Plan du Mont Sėti sur le revers méridional de l'Ouille de la Valletta. On les retrouve dans la crête aigüe qui frange au nord-ouest le Clapier blanc.

* Les affleurements du prolongement sud du Plan du Mont Sėti, altitude 2650 m (fig. 64).

Sur quelques dizaines de mètres de longueur apparaît une succession de calcschistes et de metabasites à glaucophane alternant avec des niveaux noirs riches en pyrite et d'épaisseur variable, centimétrique à décimétrique. La lame mince montre qu'il s'agit de quartzites micacées à amphiboles bleues et grenats. La pyrite peut être disséminée dans la roche ou groupée jusqu'à former des lits assez homogènes dans un fond riche en quartz et micas blancs.

* Les affleurements des points cotés 2925 et 3163 m au nord-ouest du Clapier blanc.

Entre ces deux points se développent des niveaux à pyrite, chalcopryrite, malachite et tourmaline. Ils alternent avec des bancs plus franchement quartzitiques ou paragneissiques. L'organisation de ces minéraux dans des bancs d'épaisseur variable interstratifiés avec calcschistes, metabasites, quartzites et paragneiss implique une origine sédimentaire et non filonienne.

Divers gîtes de sulfures métalliques et/ou d'oxydes à Fe et Mn sont connus actuellement dans les océans pacifique et atlantique. Ces minéralisations qui peuvent contenir de l'or ont des compositions et des morphologies variables suivant la lithologie de l'encaissant et le degré d'évolution du système hydrothermal [G. Pouit, 1988]. Dans les Alpes, la suture téthysienne révèle des sulfures métalliques développés soit à l'interface ophiolites-sédiments soit en couverture des ophiolites. Les mines de cuivre de Saint Véran ou de Viafiorca en sont de beaux exemples.

Ces sulfures pourraient donc avoir une origine

hydrothermale sous-marine. C'est en tous cas l'hypothèse envisagée par de nombreux auteurs et notamment par Lemoine *et al.*, [1981] ou Baldelli *et al.*, [1983]. Ces derniers justifient les enrichissements et les concentrations en Fe, Cu, Si et Mn des premiers niveaux de couverture des ophiolites de Varenche (Val d'Aoste) par l'existence d'un paléohydrothermalisme liée à des zones de fractures. De la même façon, Martin et Polino [1984] décrivent une minéralisation d'origine hydrothermale, à Si, Fe, S et Mn dans des métaradiolarites d'une unité liguro-piémontaise du haut Val de Suse.

b. 2. 3. Premier bilan de ces analyses

L'Unité Charbonnel-Rocciamelone est essentiellement faite de matériaux de couverture des ophiolites. Le fort développement des formations sédimentaires contraste avec l'extrême réduction des ensembles ultrabasiques revêtus d'un tégument carbonaté. Mais le point le plus remarquable réside dans l'opposition qui existe au sein de ces formations sédimentaires entre un ensemble inférieur à détritisme marqué et un ensemble supérieur essentiellement carbonaté.

L'originalité de l'ensemble inférieur ou formation du Pis provient en définitive de ce que, dans des successions assez similaires à celles décrites dans l'unité océanique inférieure, se développent des olistolites d'origine mixte, ophiolitique et continentale, des paragneiss albitiques et des niveaux riches en sulfures.

b. 2. 4. Extension des observations aux autres secteurs

● Vers le Nord, la formation du Pis devient plus calcschisteuse et plus pauvre en olistolites. Si, en rive

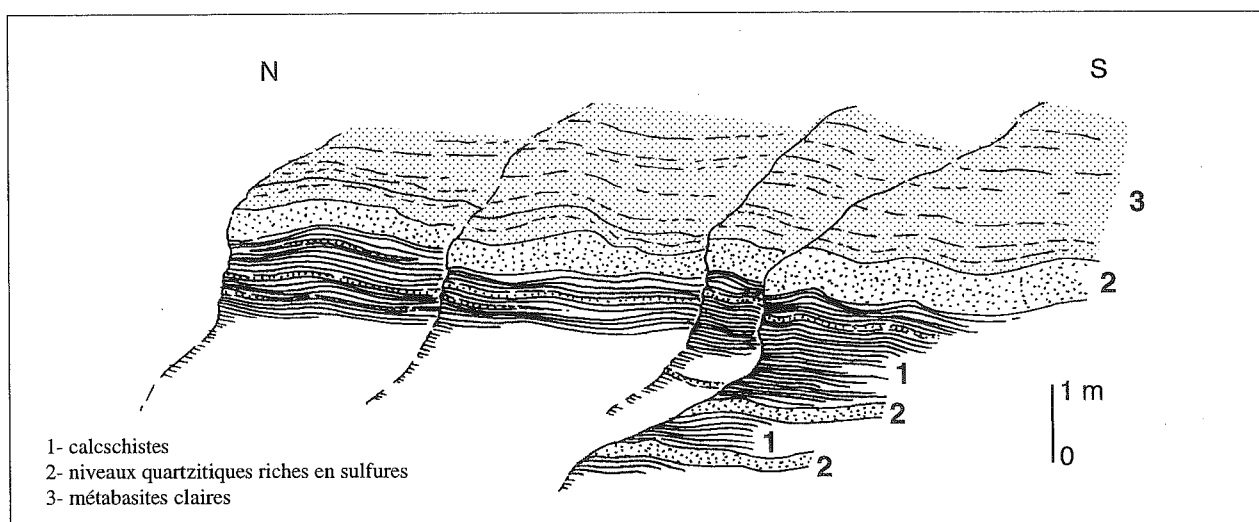


FIG. 64. – Alternance calcschistes - niveaux quartzitiques riches en sulfures, sur les affleurements du prolongement sud du Mont Sėti.

gauche de l'Arc l'opposition morphologique entre le bas des versants et les crêtes est toujours remarquable, une puissante falaise calcaire surmontant un ensemble calcschisteux, en rive droite de l'Arc en revanche, cette opposition apparaît moins clairement. Ici les raisons sont d'ordre tectonique. Deux unités lithostructurales distinctes de celles décrites ici viennent en effet tronquer les unités médianes [Deville, 1987].

● Vers l'Ouest, on retrouve des successions similaires à celles que nous venons de décrire, dans le cirque du Grand Coin, entre la ligne de crête Turra de Lanslebourg - Cime du laro d'une part et la ligne de crête Grande Turra - Signal du Petit Mont Cenis, d'autre part.

Ces deux derniers massifs appartiennent à une charnière de pli couché, dont l'axe est-ouest à léger plongement ouest est remarquable dans les pentes dominées par le col des Randouillards (cf. carte géologique planche hors-texte I et figure 98). La formation du Pis constituée de calcschistes et de schistes noirs est riche en olistolites de serpentinites dont certains éléments participent aux éboulis du versant. Cet ensemble occupe l'essentiel des massifs du Grand Coin, de la Grande Turra et le sommet de la Pointe de Cugne. Au coeur du pli, en revanche, se développent largement des successions carbonatées, plus riches en calcschistes qu'à Avérole et donc moins massives mais équivalentes de la formation du Charbonnel. A l'Est, la Cime du Laro est aussi taillée dans une partie des assises carbonatées jaunâtres à filets roux du coeur du pli.

● Vers le Sud et le Sud-Est, les formations du Pis et du Charbonnel se prolongent sans grande variation. Le revers sud de Rocciamelone montre, en effet, des successions similaires (fig. 65).

A l'amont des dolomies cagneulisées du lieu-dit La Riposa d'une part, et au-delà de 2450 m d'altitude sur le sentier d'ascension de Rocciamelone, d'autre part, apparaissent successivement les deux formations.

- La formation du Pis est essentiellement calcschisteuse. Elle contient néanmoins de nombreux bancs de marbres jaunes ainsi que des méta-arénites basiques. Ces derniers forment le ressaut rocheux sur lequel s'appuie la chapelle et le refuge de Casa d'Asti. La coupe montre la superposition suivante :

(1 et 1') Une alternance de calcschistes et de marbres dolomitiques jaunâtres. Vers l'Est, ces derniers niveaux dessinent de remarquables plis couchés superposés d'axes E-W à vergence sud.

(2) Au pied de Casa d'Asti les marbres supportent des metabasites rubanées vert sombre, à ocelles d'albite et d'épaisseur décamétrique, qui supportent à leur tour des niveaux d'épaisseur variable, le plus souvent métrique, de schistes chlorito-serpentineux à éléments de gabbros

(3). Ces schistes, peu visibles au niveau du refuge du fait de travaux de terrassements, peuvent être observés dans la pente du revers ouest du refuge. On les retrouve également vers l'Est vers 2900 m puis 3000 m, dans le

versant du revers sud-est de Rocciamelone, en direction de la ligne de crête Brillet - I. Muret.

(4) 50 m de calcschistes et de marbres à fins interlits metabasiques albitiques. Des traces de malachite sont parfois repérables dans ces calcschistes.

(5) 5 m de schistes et de micaschistes sombres albitiques qui supportent l'épaisse séquence de marbres de la formation du Charbonnel.

- La formation du Charbonnel débute vers 3000 m d'altitude avec un ensemble de marbres dolomitiques jaunâtres, à bandes siliceuses, parfois à petits nodules pyriteux (6). Ils se développent assez identiques à eux-mêmes jusqu'à la Crocetta vers 3306 m. Ils s'élèvent ensuite jusqu'au sommet de Rocciamelone mais s'enrichissent en calcschistes.

B. L'unité Novalesa - Corne Rousse

a. Présentation de l'unité

* Elle forme une bande de terrains d'extension limitée à la bordure sud-ouest du secteur étudié. Entre Novalesa et Gran Scala elle arme la base du versant rive gauche du torrent Cenischia où elle donne lieu à de vertigineuses falaises. Au delà de Gran Scala, vers l'Ouest, elle donne naissance au petit massif du flanc sud de la retenue du Mont Cenis, remarquable par les falaises de Corne Rousse et la profonde entaille d'érosion du ruisseau de Combe Borgne.

* La succession lithostratigraphique est assez similaire à celle de l'unité précédente ; elle présente toutefois des conditions structurales particulières.

- Elle est tectoniquement en contact avec l'unité océanique inférieure de Ciamarella - Gran Uia selon un contact à géométrie difficile à cartographier compte tenu du couvert forestier mais aussi et surtout d'importants mouvements de terrain [Forno et Massazza, 1987].

- Elle repose sur une partie du socle d'Ambin et de sa couverture alpine ; elle participe enfin à la structure de la digitation du Mont Cenis (pl. hors-texte 1).

b. Lithostratigraphie de l'unité Novalesa - Corne Rousse

* La preuve de l'origine océanique de cette unité fait défaut. Aucune lame ou écaille de matériel ultrabasique n'a été observée aux contacts de cette unité.

Toutefois les formations métasédimentaires qui constituent cette dernière présentent de très fortes similitudes de faciès avec l'unité Charbonnel - Rocciamelone - Signal du Petit Mont Cenis ainsi qu'en témoignent les coupes et les observations qui suivent.

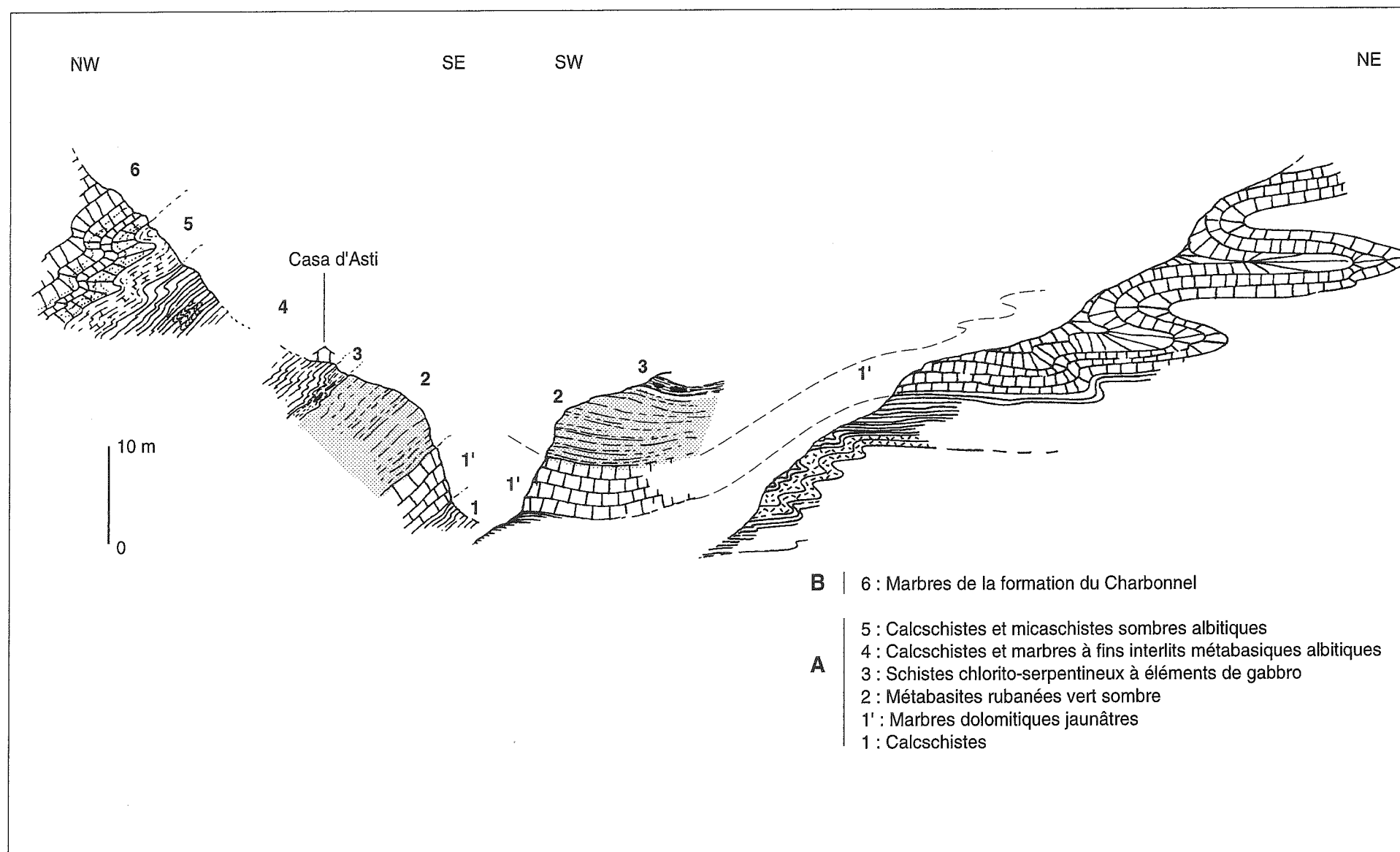


FIG. 65. – Les formations du Pis (A) et du Charbonnel (B) sur le versant sud de Rocciamelone.

b. 1. Coupe le long de la piste du barrage Saint Nicolas aux carrières Paradiso, en rive gauche du torrent Cenischia (fig. 66)

Au deuxième lacet de la piste, en montant, apparaît un contact calcschistes-marbres.

- Les calcschistes ont ici un faciès banal en ce point. La lame mince révèle toutefois une certaine abondance en mégacristsaux corrodés dispersés dans un assemblage à calcite, micas blancs et quartz. Très vite cependant vers le haut, ces calcschistes s'enrichissent en niveaux clairs, quartzitiques, paragneissiques ou métabasiques (prasinites et gneiss- prasinitiques des auteurs).

Les paragneiss forment des bancs centimétriques à métriques. La lame mince révèle plus de 60 % de quartz en petits grains engrenés, 25 à 30 % d'un feldspath relativement frais, à faible angle d'extinction (du type albite), des micas blancs, quelques chlorites, petites épidotes et opaques. Du fait de leur dureté, ils apparaissent nettement en relief et permettent de repérer des structures ductiles, métriques à hectométriques d'axe E-W qui

forment l'ossature générale de ce versant rive gauche de la Cenischia.

- Les marbres, orangés ou roux en patine gris-blanc en cassure qui viennent au-dessus des calcschistes et sont plissés avec eux se développent plutôt vers l'Ouest et vers le Nord. Très classiques, ces bancs de marbres gréseux contiennent quelques interlits micaschisteux, ils montrent enfin localement une multitude de granules millimétriques à centimétriques d'oxydes de fer.

b. 2. Coupe dans le secteur du Passo delle Finestre (fig. 67)

Entre les points cotés 2005 et 2106 m puis au delà vers l'Est, on retrouve ces deux mêmes formations.

- Les calcschistes à quartzites et paragneiss se prolongent sous le Passo delle Finestre jusqu'aux contreforts de Novalesa. Par ailleurs entre les bornes frontières 15 et 14A, dans des pentes difficiles d'accès, nous avons pu retrouver de nombreux olistolites. Des

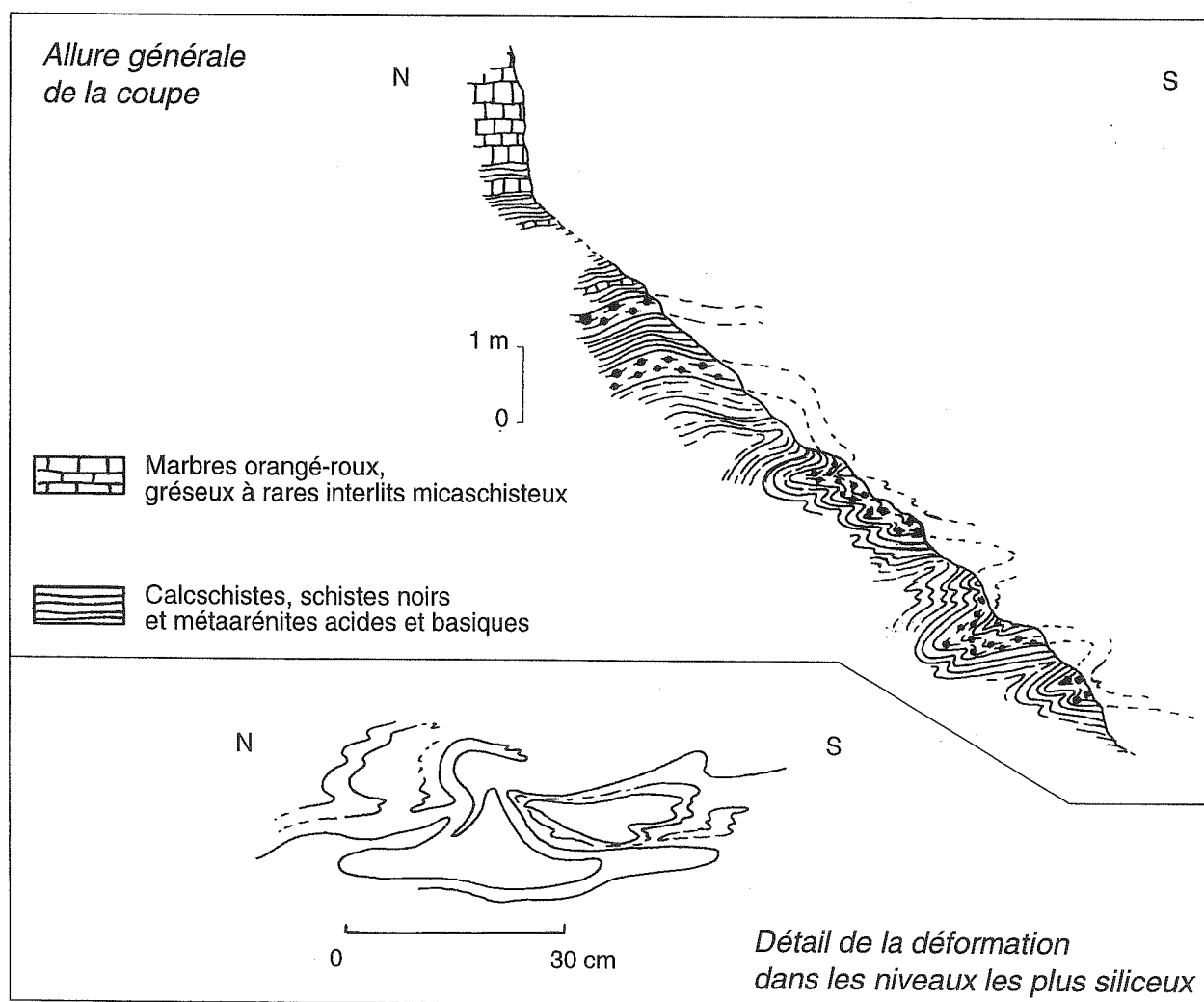


Fig. 66. – Coupe le long de l'ancienne piste militaire joignant la retenue de Saint Nicolas aux carrières Paradiso.

éléments métriques de serpentinites à filons d'albitite cotoient des prasinites à chlorite ou à quartz ou à grenats ainsi que des éléments siliceux ou paragneissique. Ici aussi la formation participe à une succession de méso-plis d'axe E-W.

Au-dessus, formant véritablement falaise se développe alors une puissante série de marbres qui supporte les évaporites et les cargneules de la digitation du Mont Cenis et dans laquelle fût taillée la piste des alpages du Lamet et de Alpi Tour.

- La formation des marbres. Roux à gris, ces marbres qui incluent encore quelques blocs à la base de la paroi, forment des bancs métriques bien stratifiés et assez homogènes.

Il est aisé de les analyser au niveau des anciens aménagements du téléphérique militaire situés au Sud immédiat du point coté 2106 m. Là, les échantillons prélevés en compagnie de Marthaler en 1984 ont permis de mettre en évidence des vestiges de *Praeglobotruncana sp.* ou de *Rotalipora sp.* ? datant le Céno-mano-Turonien [Marthaler in Fudral *et al.*, 1987].

b. 3. Observations complémentaires, au point coté 2851m sur le revers nord de la Pointe Droset

La Pointe Droset est formée de terrains anté-alpins

[micaschistes albitiques verts à horizons prasinitiques et glaucophanites ou groupe d'Ambin de R. Michel, 1956] appartenant au massif cristallin interne briançonnais d'Ambin.

Sur sa frange nord, à faible distance du fort Malamot, elle supporte l'unité médiane Novalesa-Corne Rousse par l'intermédiaire d'une ou de plusieurs bandes minces de cargneules (fig. 85).

Depuis l'ancienne piste militaire jusqu'au point coté 2851m on rencontre successivement :

(a) un ensemble de calcschistes, de marbres et de fins horizons silicoprasinitiques recoupés par deux bandes cargneuliques décimétriques à métriques. La plus basse de ces bandes repose directement sur les gneiss à glaucophane de la Pointe Droset qu'elle recoupe. L'épaisseur de cet ensemble est plurimétrique.

(b) un puissant ensemble de marbres roux, gris en cassure, formant l'ossature du point coté 2851 m. Ils se poursuivent sur 500 m environ en conservant leur inclinaison de 35° jusqu'aux abords de Combe Borgne. Dépourvus de couverture meuble, ces marbres, fortement karstifiés offrent un paysage austère et ruiniforme.

A partir de Combe Borgne, on retrouve de nouveau des calcschistes similaires aux niveaux (a). Ils arment en particulier les versants de l'ancien fort de Pattacreuse, du Plan de la Madeleine et de l'ancien fort de Variselle. On en retrouve encore à l'Est de Grand Croix sous les anciens

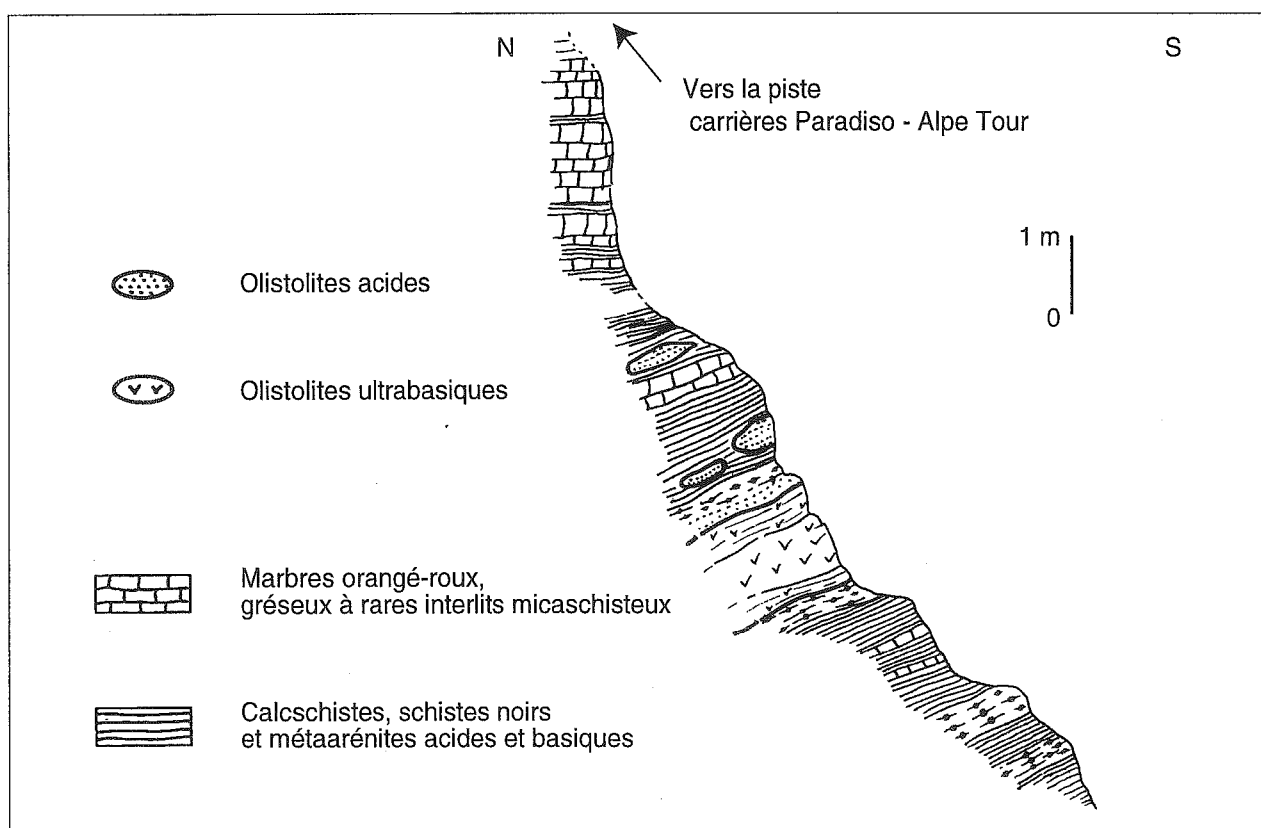


Fig. 67. – Coupe dans les formations métasédimentaires situées à l'aplomb du Passo delle Finestre (entre les bornes frontalières 14 a et 15).

baraquements EDF situés à proximité du lacet de la RN 6 coté 1964 m. Là, ils présentent un faciès tout à fait semblable à celui décrit sous le Pas des Fenêtres (fig. 67).

c. Conclusions

* Deux formations métasédimentaires composent clairement cette unité lithostructurale.

- une formation calcschisteuse à horizons siliceux paragneissiques et metabasiques localement riche en olistolites.

- une formation de marbres généralement roux et pratiquement dépourvus d'apports détritiques grossiers.

* Une telle superposition s'apparente trait pour trait aux formations du Pis et du Charbonnel décrites dans l'unité médiane du Charbonnel - Rocciamelone - Signal du petit Mont Cenis.

* L'âge des marbres paraît encore une fois appartenir à l'intervalle Cénomaniens-Turonien.

C. L'unité de la Pointe de Ronce

a. Présentation de l'unité

* Elle forme une bande de terrains réduite en largeur et peu épaisse, qui occupe l'essentiel de la ligne de crête courant de la Pointe des Pignes au Nord jusqu'au revers Est de la Pointe du Lamet au Sud, en passant par la Pointe de Ronce (3612 m). Quelques éléments de cette unité persistent peut être plus au Sud encore, au Mont Tour ou Pointe Marmottère notamment.

Cette unité est difficile d'accès. Les voies classiques empruntent pour partie les anciennes voies militaires et imposent de très longues marches d'approche. L'accès par le Nord se fait à partir de la route de la Tomba d'en Haut - Cote Plane puis par la bordure ouest du glacier de l'Arcelle Neuve ; vers le Sud, on emprunte la voie qui, à partir du Plan des Fontainettes près du Lac du Mont Cenis, remonte le Plan des Cavales puis la frange nord du Glacier du Lamet et permet d'accéder à la ligne de crête de la Pointe de Ronce.

* Remarquable par les teintes sombres, noires plus ou moins rouilles qui la caractérisent, elle donne lieu à une morphologie assez douce qui contraste vigoureusement avec celle des marbres de la formation du Charbonnel sur laquelle elle repose tectoniquement à partir de 3350 m d'altitude environ.

* Le contact basal de cette unité, visible en particulier à l'Est immédiat du Signal du Grand Mont Cenis, entre les points cotés 3336 et 3584 m, est marqué par la troncature sommitale des marbres de la formation du Charbonnel, d'une part, et par l'intense plissement des formations schisteuses qui la composent, d'autre part.

Elles apparaissent ainsi selon des conditions structurales similaires à celles des unités de type Méan-Martin qui forment elles aussi la ligne de crête en rive droite de l'Arc près des sommets de Méan Martin.

* Elle supporte enfin, dans sa partie sud, une klippe extrêmement réduite des unités liguro-piémontaises supérieures, l'unité de la Pointe du Lamet.

b. Lithostratigraphie de l'unité de la Pointe de Ronce

* Comme dans le cas de l'unité précédente, il n'y a pas ici d'arguments définitifs pour rattacher cette unité à l'ensemble des unités issues du paléo-océan téthysien. Il s'agit d'une unité de couverture dont la lithologie est assez homogène.

* La coupe dressée le long du sentier d'accès à la Pointe de Ronce, depuis 3350 m environ à partir du sommet du glacier du Signal du Grand Mont Cenis, révèle l'alternance suivante (fig. 68) :

- des schistes noirs fissiles non carbonatés, en niveaux d'épaisseur variable, centimétrique à métrique ;

- des calcschistes relativement banaux ;

- des marbres gréseux, d'épaisseur variable également et de couleur souvent roussâtre. Ils donnent lieu à une multitude de ressauts rocheux qui interrompent la monotonie des successions schisteuses sombres ;

- enfin, des quartzites riches en oxydes de fer tantôt sombres, tantôt clairs, en bancs généralement centimétriques. Ils apparaissent assez souvent isolés dans la série.

Une telle alternance est quasiment dépourvue d'éléments détritiques ophiolitiques. Les recherches de faune sont en outre restées vaines.

Que représentent ces successions ? vraisemblablement d'anciens dépôts pélagiques, siliceux (argilites et cherts ?) perturbés par des apports turbiditiques carbonatés. Elles pourraient s'apparenter à des formations non métamorphiques du type black shales. Cette hypothèse a été souvent retenue par les auteurs dans d'autres secteurs du complexe des Schistes lustrés des Alpes [Deyville, 1987 ; Lagabrielle, 1987 ; Lemoine et Tricart, 1987] à partir de comparaisons faciologiques établies avec les sédiments récoltés dans les carottes des forages océaniques actuels.

La série de l'unité de la Pointe de Ronce rappelle indiscutablement les successions des couches sombres laminées du Crétacé supérieur, associées à des dépôts siliceux radiolaritiques ou non [cf. par exemple Graciansky *et al.*, 1986 et 1987 ; plus récemment Busson, 1994]. Nous pouvons donc corréliser en première approximation la série de l'unité de la Pointe de Ronce avec celles océaniques marquées par les événements anoxiques du Crétacé supérieur et plus particulièrement avec celles du Cénomaniens.

c. Conclusions

L'unité de la Pointe de Ronce est une unité de couverture originale. On ne connaît pas sa base stratigraphique ; elle n'est formée que par une seule formation au sein de laquelle des schistes noirs non carbonatés prédominent et l'âge des dépôts n'est pas connu. Ces successions peuvent toutefois être parallélisées, en première approximation, avec des formations du type black shales largement développées dans les régions profondes de l'Atlantique depuis le Cénomaniens jusqu'à dans le Sénonien inférieur.

D. L'unité de San Giuseppe - Venaus

* Elle a été individualisée au Sud du secteur étudié, entre Venaus et Susa où elle forme les contreforts du torrente Cenischia. En rive gauche, cette unité est très réduite à l'affleurement (cf. planche hors-texte I). Elle apparaît formée par des matériaux dessinant de larges bandes claires bien stratifiées, affectées de plis isoclinaux hectométriques se détachant nettement sur le fond plus sombre d'un ensemble de Schistes lustrés (photos 12 et 13).

* Du point de vue structural, cette unité pose problème. Ses limites sont toujours difficiles à suivre et les terrains

qui la constituent, de nature essentiellement quartzofeldspathique, ont déjà reçus diverses interprétations contradictoires. En ce qui concerne ce dernier point, Hermann [1938] rangeait ces matériaux dans son complexe de « lambeaux, écailles et lames sialiques » provenant de fragments des noyaux pré-triasiques », tectoniquement mis en place au sein des Schistes lustrés et plissés avec eux. Il rapportait ce matériel à « l'Elément tectonique d'Arolla et de la zone Sésia », parties intégrantes de sa « Nappe du Piémont » (cf. Première partie, chap. IV, 2).

La carte géologique de Susa au 1/100 000 [réédition 1959] en fait des gneiss et des micaschistes normalement interstratifiés dans les calcschistes.

Dans un travail récent [1983], Pognante note que ces gneiss riches en albite et associés à des quartzites dont certains à manganèse s'apparentent à ceux décrits notamment dans le massif cristallin de Sésia, massif que de nombreux auteurs rapportent à la marge sud-alpine. Constatant par ailleurs que cette association possède la même évolution tectono-métamorphique (HP rétro-morphosée) que les Schistes lustrés encaissants, l'auteur propose et discute deux origines possibles pour ce matériel :

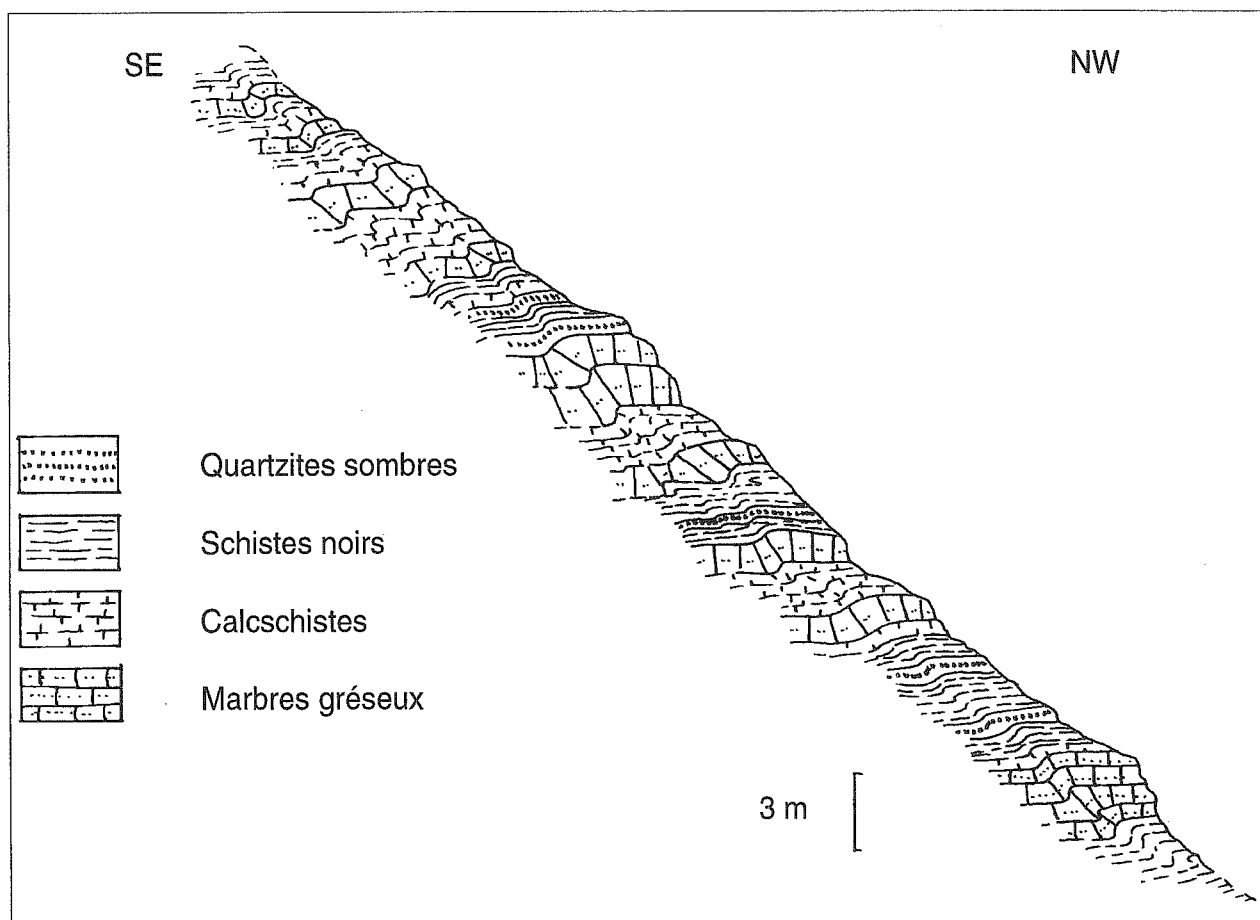


FIG. 68. — Coupe des alternances métasédimentaires de l'unité de la Pointe de la Ronce, le long du chemin d'accès au sommet (versant NW, au dessus de 3350 m d'altitude).

(I) ce sont des olistolites normalement sédimentés dans un fond de Schistes lustrés comprenant calcschistes, gneiss et quartzites.

(II) il s'agit d'un fragment d'une série de socle cristallin sud-alpin, tectoniquement mis en place sur une unité de Schistes lustrés à substratum océanique ; l'ensemble subit plissements, écaillages, métamorphismes et transposition au cours de la tectogenèse alpine.

Finalement, Pognante adopte la seconde hypothèse. Cette dernière reste très proche des vues d'Hermann, à la patrie d'origine près.

Deux ensembles d'observations me conduisent à penser que le matériel gneissique et quartzitique appartiennent à la série de Schistes lustrés qui les contient.

a- A ce jour aucune relique de minéraux métamorphiques anté-alpins n'a été découverte dans ce matériel à l'inverse de tous les autres massifs cristallins internes.

b- Le gisement de ces roches ne diffère pas de celui des intercalations de micaschistes et de gneiss fort nombreuses situées à l'intérieur de la couverture normale du plancher ophiolitique des unités océaniques médianes (formation du Pis par exemple dans l'unité Charbonnel-Rocciamelone). Les « gneiss du Charbonnel » de R. Michel [1949, 1953] évoquent très fortement ces niveaux

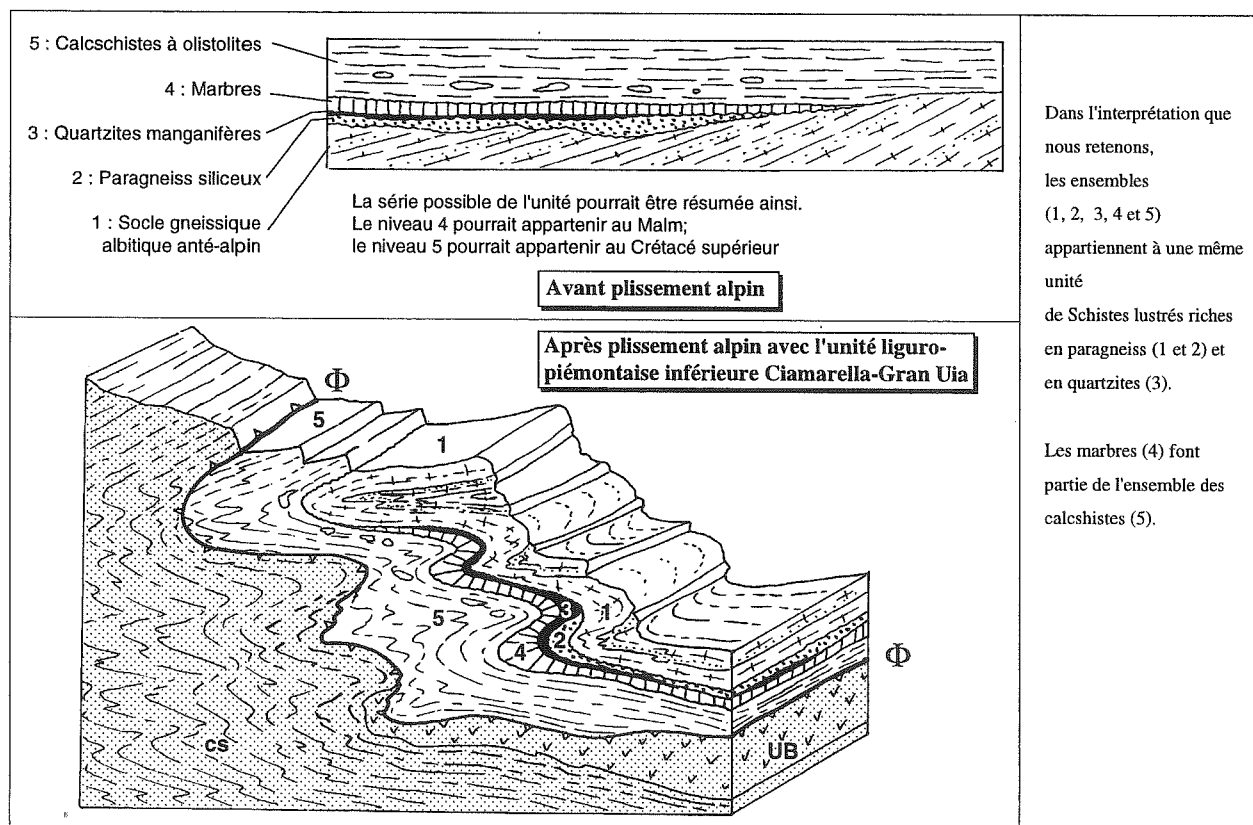
considérés comme d'anciennes assises arkosiques [J.M. Caron, 1977 ; Fudral *et al.*, 1977].

Enfin, des blocs de taille décimétrique à métrique, de nature dolomitique d'une part, quartzitique d'autre part, apparaissent dans les Schistes lustrés qui enveloppent ces gneiss (photo 14). En définitive nous retrouvons là, encore une fois, le contenu lithologique de la formation du Pis.

De l'ensemble de ces données résumées sur la figure 69, il ressort que ce matériel paragneissique et olistolitique tire son origine de phénomènes de remaniement d'un socle et de son immédiate couverture. De tels dépôts sédimentaires s'intègrent sans difficulté dans les successions de Schistes lustrés déjà décrites pour lesquelles nous avons noté le détritisme en provenance d'une marge continentale.

2. 2. 2. 3. Conclusions relatives à la lithostratigraphie des unités liguro-piémontaises médianes

Trois conclusions peuvent être tirées de la synthèse des données présentée sur la figure 70. Les deux premières sont tirées de l'analyse directe des lithotypes des successions décrites ; la troisième fait ressortir les similitudes et les différences lithostratigraphiques notables entre le matériel des unités océaniques inférieures et médianes.



A. La paléocroûte océanique est très peu représentée à l'affleurement. Lorsqu'elle existe, elle n'est formée que de serpentinites. Des marbres gris à éléments ultrabasiques et localement des métaradiolarites vraisemblables, forment l'immédiate couverture de ce matériel. Au métamorphisme près, cette couverture est similaire à celle décrite au-dessus des ophiolites de l'Apennin ligure. Ainsi en première approximation et à défaut de trouvaillies de faunes on peut attribuer ce matériel au même intervalle de temps (Jurassique supérieur - Berriasien).

B. En ce qui concerne la couverture proprement dite les données lithologiques permettent d'individualiser trois formations métasédimentaires.

- une formation faite d'alternances de calcschistes, de marbres, de gneiss albitiques et de plus rares metabasites, incluant des olistolites de serpentinites, de

quartzites et de dolomies. Les passages d'un terme à l'autre sont continus et réguliers. L'origine purement sédimentaire de telles successions, gneiss et metabasites comprises, paraît assurée ainsi que le notait déjà D. Robert [1979] et C. Chopin [1979]. Nommée formation du Pis dans la coupe du versant est du Charbonnel, ce premier ensemble à caractère détritique marqué implique le remaniement de matériaux issus de croûtes océanique et continentale;

- une formation essentiellement faite de marbres, gréseux ou non, en bancs épais, régulièrement stratifiés et dépourvus de niveaux de remaniement. Beige jaunâtres en patine, gris en cassure, ces marbres évoquent parfois les « Marbres chloriteux » de Vanoise. Cette formation, très caractéristique morphologiquement, est nommée formation du Charbonnel ;

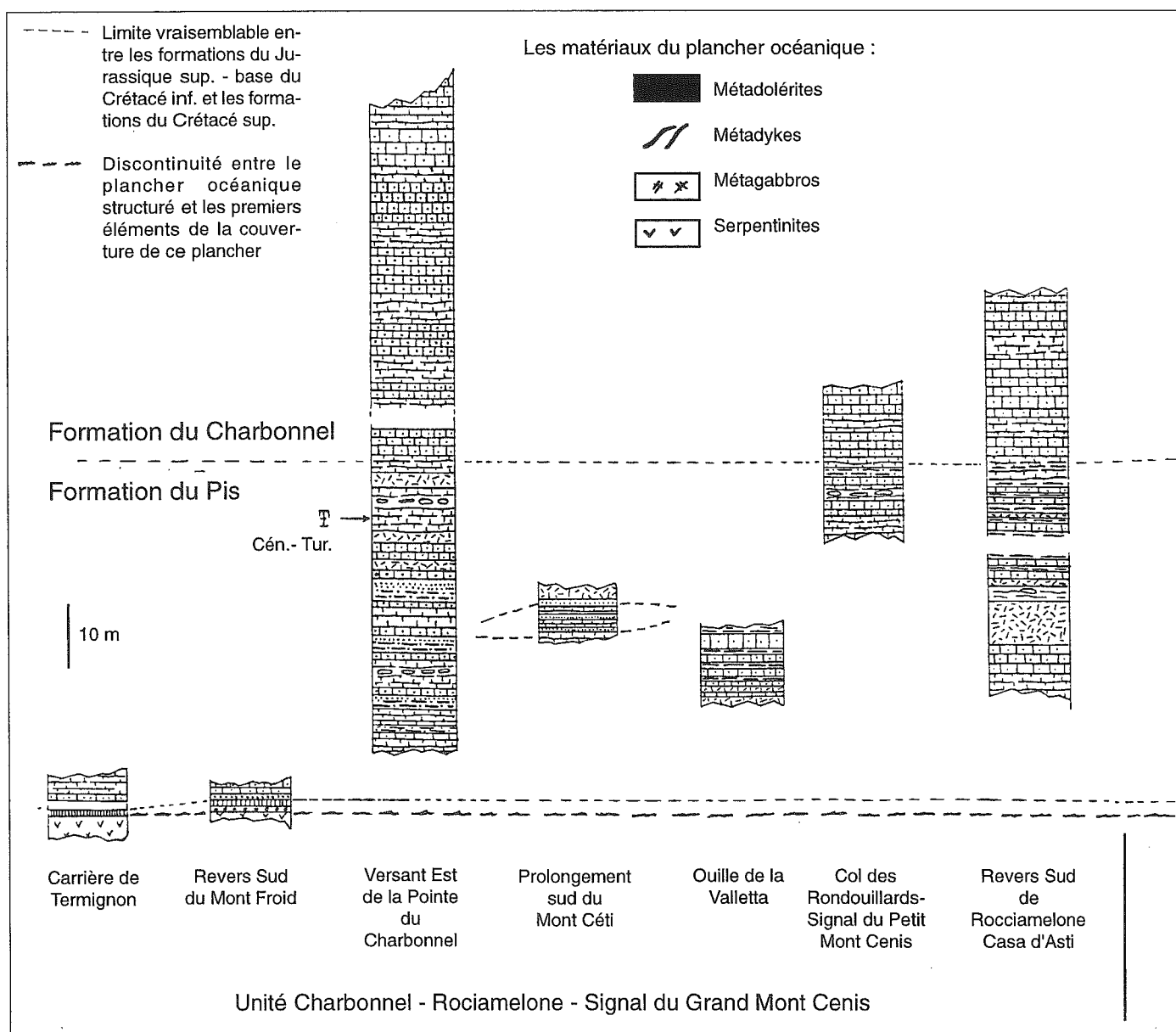


FIG. 70. – Coupes levées dans les unités liguro-piémontaises médianes - Synthèse des données.

- une formation, plus restreinte à l'échelle du secteur étudié, comprenant à la fois des marbres gréseux, des niveaux siliceux et des schistes noirs fissiles non carbonatés, bien caractéristiques morphologiquement.

Les données biostratigraphiques relatives à chacune de ces formations restent limitées. Seuls des vestiges de Globotruncanidés ont pu être observés et ils se rapportent tous à un intervalle de temps assez large, le Crétacé supérieur basal. Certaines formes (*Praeglobotruncana sp.* ou *Rotalipora sp. ?*) datent plus précisément le Cénomano-Turonien.

C. Les unités océaniques médianes se distinguent des unités inférieures :

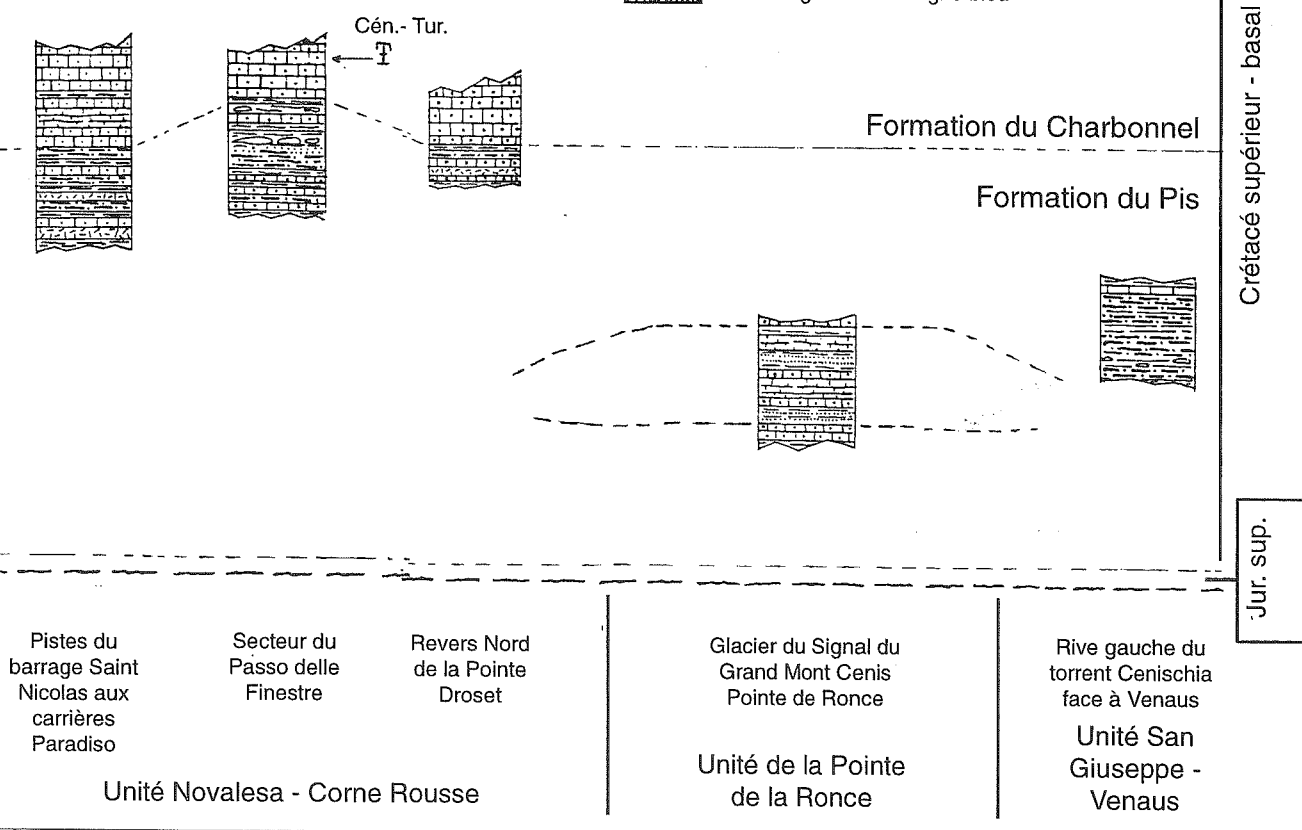
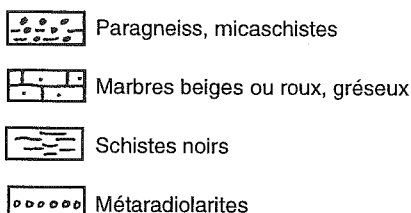
- par l'extrême réduction quantitative et qualitative du substratum paléo-océanique ;

- par un détritisme grossier marqué par le développement d'olistolites d'origine mixte, océanique et continental ;

- par la faible importance des metabasites et le puissant développement de successions purement carbonatées.

Au chapitre des similitudes, en revanche, on note le même développement de marbres gris à éléments serpentineux et des radiolarites en couverture normale du substratum ophiolitique. En ce qui concerne les âges il s'avère que l'essentiel des Schistes lustrés des deux ensembles d'unités appartiennent au Crétacé supérieur basal. Enfin, par son détritisme, la formation du Pis témoigne de l'instabilité tectonique d'un fond océanique - et d'une croûte continentale. Ce dynamisme s'apparente à celui mis en évidence dans les unités océaniques

Les matériaux de la couverture sédimentaire :



inférieures, dynamisme que nous relierons plus loin aux processus de fermeture de l'aire océanisée téthysienne.

2. 2. 3. *Lithostratigraphie de l'unité liguro-piémontaise supérieure*

2. 2. 3. 1. *Présentation de l'unité*

De dimensions extrêmement réduites, elle couronne l'édifice structural, à la Pointe du Lamet (3504 m), sur l'axe morphologique Pointe de Ronce - Rocciamelone (cf. pl. hors-texte 1).

Plus que la lithologie c'est la faible influence des tectoniques synmétamorphes qui autorise l'individualisation de cette unité. En particulier le très faible degré de recristallisation des calcaires se remarque d'emblée.

Cette unité, que nous nommons unité de la Pointe du Lamet repose tectoniquement sur l'unité médiane dite de la Pointe de Ronce. Le contact basal de cette unité est assez difficile à suivre : au Sud, il est masqué généralement par d'importants tapis d'éboulis ; à l'Est et à l'Ouest il est dissimulé par les glaciers du Lamet et de Roche Michel. Au Nord, il apparaît plus nettement jusqu'à la Pointe de la Haie.

2. 2. 3. 2. *Lithostratigraphie de l'Unité de la Pointe du Lamet*

* L'accès à cette unité présente les mêmes difficultés que pour l'unité de la Pointe de Ronce définie précédemment. La voie la plus rapide consiste à emprunter le couloir est du glacier du Lamet. On peut aussi accéder à cette crête par le versant sud de la Pointe, en empruntant l'ancienne piste militaire de la Côte du Lamet et du Barracon des Chamois.

* La coupe la plus complète se trouve entre le col du Lamet et la Pointe de même nom (photo 15).

* La série du Lamet comprend deux ensembles métasédimentaires distincts (fig. 71).

* La base est formée par une alternance de schistes noirs riches en quartz, de chloritoschistes à fuchsite, et plus rarement de calcschistes et de marbres gréseux. L'élément remarquable de ces alternances demeure les fins lits millimétriques à centimétriques de micas chromifères. Ils tranchent nettement par leur couleur claire dans l'ensemble sombre des schistes et des calcschistes. Les lames minces de ces roches à fuchsite montrent que l'on a affaire à des micaschistes calcifères dont la structure est marquée par l'alternance de lits à quartz + chlorite, de lits à quartz + micas blancs + calcite + chlorite et de lits

de fuchsite. Des magnétites sont également présentes ; des carbonates à fort relief (dolomite, ankérite ?) peut être relictuels se remarquent enfin.

* Le sommet de la série est repérable aux barres de marbres qui forment les premiers ressauts de la Pointe du Lamet. La ligne de crête est constituée en effet par un ensemble de marbres, dans lequel alternent des marbres roux ou jaune-verdâtre, à cachet de « Marbres chloriteux » des séries briançonnaises de Vanoise, des marbres gris-bleu à lits millimétriques à décimétriques gréso-micacés ; enfin, des marbres blancs à grain fin dont l'homogénéité est perturbée par des lits gréseux roux. L'épaisseur des bancs est rarement supérieure au mètre.

Dans cet ensemble, les marbres blancs qui déterminent pratiquement la Pointe même du Lamet, sont, sans conteste, originaux dans le cadre des Schistes lustrés qui les entourent. Ayant échappé aux fortes recrystallisations, ils permettent d'analyser le fond sédimentaire. Il s'agit d'un calcaire à éléments figurés non jointifs et liant fin (type Wackestone). Le fond micritique est parcouru de joints calcitiques. Les éléments figurés, quartz anguleux ou micaschistes ont une taille voisine ou inférieure au millimètre. La figure 72, dessinée d'après lame mince montre une zonation irrégulière des anciennes boues calcaréo-gréseuses. Des lits sombres à petits clastes de quartz anguleux alternent avec des lits plus épais et plus clairs et à gros clastes siliceux. Une telle organisation peut être reliée à la remobilisation de boues fines, non consolidées.

Des lits gréseux roux s'intercalent par ailleurs dans ces marbres (photo 16). Ils renferment des éléments détritiques fait de carbonates, de quartz, de quartzites, de micaschistes, de muscovites isolées et de rares tourmalines.

Enfin, une multitude de bioclastes se repèrent dans le fond de la roche. Mais nombreux sont les vestiges calcitiques douteux car ressemblant trop à certains fragments de joints qui abondent dans ce type de roche.

● Polarité de la série du Lamet.

Les critères de polarité sont rares. Cependant, les métagrès roux sont à leur base en contact franc avec les marbres. A leur toit en revanche les arénites sont progressivement dilués dans les marbres. Sans doute la série du Lamet est-elle normale dans la position où elle a été décrite.

● Age de la série du Lamet.

L'âge des deux ensembles sédimentaires de la série du Lamet n'a pu être déterminé directement.

Les faciès de marbres gris-blanc à grain fin rappellent beaucoup ceux des calcaires lithographiques connus au Crétacé supérieur dans les divers domaines des paléomarges européenne et sud-alpine.

Des comparaisons beaucoup plus étroites peuvent être menées avec les séries affleurant largement dans les

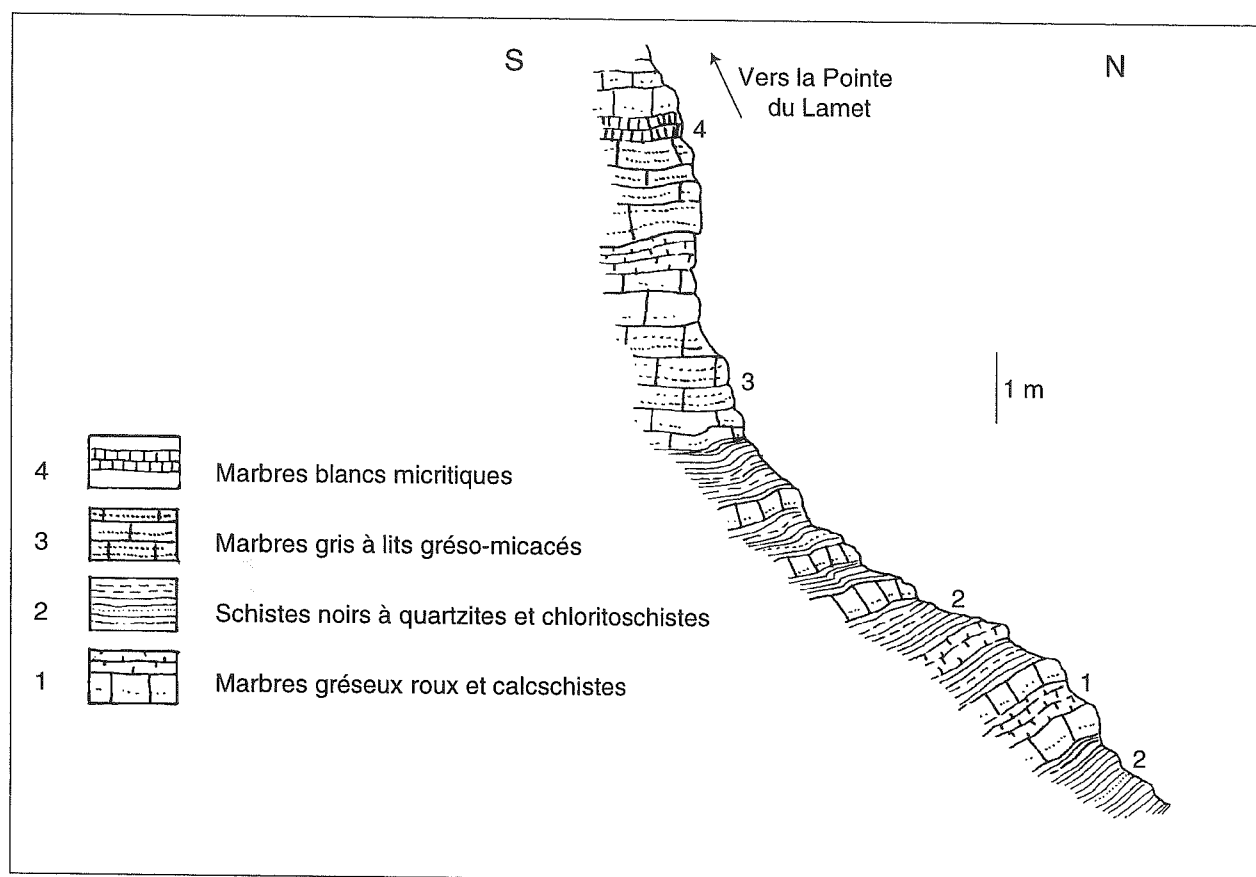


FIG. 71. – Successions métasédimentaires dans l'unité de la Pointe du Lamet.

massifs rive droite de l'Arc et, plus spécialement, dans la klippe de la Sana en Vanoise au niveau des massifs du Grand Pré et de la Pointe Boussac. Ces massifs que j'avais pu visiter en compagnie de Deville et de Marthaler en août 1984 ont été récemment rattachés aux unités océaniques supérieures et leurs marbres contiennent des restes de faunes du Turonien-Sénonien basal. Une comparaison plus poussée des lames minces effectuée avec E. Deville autorise à rapprocher les marbres de la Pointe du Lamet plus précisément de ceux de la Pointe du Génepy d'âge Turonien supérieur - Coniacien basal [Deville, 1987]. L'ensemble essentiellement schisteux et calcschisteux sous-jacent aux marbres du Lamet peut à son tour être parallélisé soit avec les schistes et calcschistes noirs de la même unité du Génepy [unité supérieure du massif de la Sana, Deville 1987] soit avec les schistes et calcschistes à olistolites de la formation du Pis, aux olistolites près (unité océanique médiane). L'intervalle de temps correspondant à ces dépôts recouvre le Cénomaniens et le Turonien.

2. 2. 3. 3. Le problème du substratum de l'unité du Lamet

La base stratigraphique de cette unité ne peut être précisée directement. Aucun reste de plancher océanique ou de socle sialique n'ont été découverts à la limite entre l'unité médiane et l'unité supérieure. Cependant les

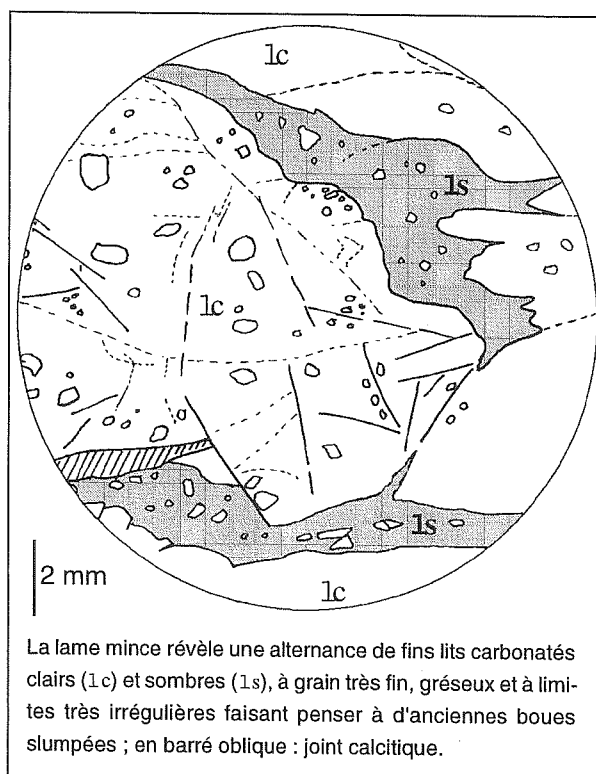


FIG. 72. – Détail des marbres blancs micritiques de l'unité de la Pointe du Lamet.

formations de la série du Lamet sont semblables à celles des unités supérieures de la rive droite de l'Arc décrites par Deville [1987] et ces dernières sont complétées à leur base par des matériaux ultrabasiques en écaillés représentant les témoins d'un ancien substratum océanique [gabbros de la Pointe Boussac, Saliot et Guitard, 1971 ; Saliot, 1978].

De ce fait, il me paraît raisonnable de classer l'unité de couverture de la Pointe du Lamet dans l'ensemble des unités issues de l'océan téthysien.

2. 2. 3. 4. Signification géodynamique de l'unité supérieure

Les successions métasédimentaires de l'unité du Lamet présentent une évolution similaire à celles de l'unité océanique médiane. Un ensemble de marbres gréseux succède en effet à un ensemble de schistes et de calcschistes (cf. fig. 70). En outre, le détritisme mixte est toujours affirmé.

Elles se distinguent toutefois des unités sous-jacentes par deux caractères. Tout d'abord l'épaisseur préservée de chacun des ensembles est moindre : 50 à 80 m environ pour l'ensemble schisteux et calcschisteux ; moins de 50 m pour l'ensemble des marbres ; ensuite le détritisme observé est aussi plus faible, tant en volume qu'en taille. Ce point mérite d'être souligné : le détritisme fin perturbe le développement de faciès pélagiques.

Par son détritisme mixte, océanique et continental, vraisemblablement d'âge crétacé supérieur basal, l'unité de la Pointe du Lamet s'intègre bien dans le cadre évolutif des unités liguro-piémontaises inférieures et médianes. Comme elles, en effet, elle semble avoir enregistré une étape de la fermeture de l'océan téthysien.

Par le volume et la taille des apports détritiques et par l'importance de ses faciès pélagiques elle appartient toutefois à un domaine plus profond et plus distal par rapport aux sources d'apports.

2. 2. 4. L'évolution lithostratigraphique des unités liguro-piémontaises : conclusions

2. 2. 4. 1. Les données lithologiques

A. Les unités liguro-piémontaises se répartissent en trois ensembles distincts :

- les unités les plus basses structuralement sont des unités de Schistes lustrés à substratum ultrabasique ;
- l'unité la plus haute n'est qu'une unité de couverture des ophiolites ;
- les unités intermédiaires peuvent avoir ou non une base ophiolitique.

Nous discuterons plus loin les origines possibles d'un tel dispositif.

B. Lorsqu'il existe, le paléosubstratum océanique demeure très réduit, quantitativement et qualitativement. Il est formé à plus de 90 % de péridotites serpentinisées. Le reste est constitué de gabbros, à gros grain généralement. Le complexe des filons sécants ainsi que la classique carapace de basaltes en pillow sont peu ou pas représentés. Cependant, l'existence au moins locale de la couche basaltique ne peut être mise en doute puisque des éléments de cette couverture volcanique sont remaniés dans les successions de Schistes lustrés sus-jacents.

Il faut noter enfin que ce fond océanique ultrabasique essentiellement péridotitique est la plupart du temps directement recouvert de sédiments riches en éléments remaniés serpentineux, gabbroïques ou basaltiques.

Une telle organisation du paléocomplexe ophiolitique et les rapports particuliers de ce complexe avec sa couverture sédimentaire immédiate ne sont pas originaux à l'échelle des Alpes occidentales. Nous avons pu montrer en effet [Lagabrielle *et al.*, 1984] que dans la plupart des coupes, le log ophiolitique est incomplet et que la surface la plus importante du point de vue de l'histoire océanique n'est pas celle séparant la couche basaltique de la couverture sédimentaire mais celle séparant ces basaltes de leur substratum ultramafique. Nous sommes ainsi contraints d'imaginer des assemblages ophiolitiques polystructurés dont l'histoire tectonique débute avec l'océanisation.

C. La couverture de Schistes lustrés :

On sépare les premiers termes de cette couverture, en général réduits en épaisseur et pauvres en lithotypes, du reste des séries de Schistes lustrés, à l'inverse épais et composé d'un grand nombre de lithotypes.

Les figures 57 et 70 montrent que ce sont des marbres gris-bleu ou gris-blanc, parfois massifs mais la plupart du temps peu épais, qui, de manière générale, forment le premier revêtement sédimentaire du fond océanique. De nombreux éléments, millimétriques à centimétriques, serpentineux et chloritiques ainsi que de fins lits d'épidote marquent ces premiers marbres. De minces bandes, faites vraisemblablement par des radiolarites, affleurent aussi. Tout aussi rarement, des schistes noirs et des micaschistes graphiteux à tourmaline peuvent se développer.

Au-dessus de ces premières assises vient l'essentiel des Schistes lustrés. Ils appartiennent à trois formations :

C. 1. Une formation de schistes noirs et de carbonates impurs. Elle est remarquable par sa couleur sombre, généralement noire ou rouille. Elle comprend des schistes noirs, fissiles, non carbonatés, des calcschistes, des marbres gréseux et, enfin, des quartzites riches en oxydes de fer, relativement isolés dans la série. Quasiment

dépourvue de matériel détritique grossier dans le secteur étudié, elle peut, en revanche, renfermer ailleurs et notamment en rive droite de l'Arc, d'abondantes turbidites grossières et des olistolites d'origine mixte, océanique et continentale [Deville, 1987].

Cette formation représente vraisemblablement des dépôts argilitiques non calcaires, riches en matrice organique (de type Black Shales) et des dépôts radiolaritiques, perturbés par des turbidites pélagiques, carbonatées. Elle rappelle des successions formées sous la CCD dans lesquelles le fond argilo-calcaire est décarbonaté et où les bancs calcaires proviennent de resédimentations d'un matériel formé au-dessus de la CCD [cf. par exemple Sagri, 1979, Lemoine et Tricart, 1987]. La présence d'olistolites, en rive droite de l'Arc, accrédite cette hypothèse et confère à cette formation un net cachet détritique soulignant une mobilité particulière du fond océanique.

C. 2. Une formation faite d'alternance de calcschistes et de marbres impurs. Ce sont, les Schistes lustrés banaux. Ils incluent toutefois des niveaux régulièrement stratifiés, détritiques, provenant pour certains du démantèlement d'une croûte océanique et de sa première couverture sédimentaire (méta-arénites basiques, certains quartzites), d'autres de celui d'une croûte continentale (gneiss albitiques). Ils comprennent enfin des éléments plus grossiers, olistolitiques, de nature serpentineuse ou dolomitique, plus accessoirement gabbroïque, quartzitique ou cristalline.

Cette formation, à caractères syn-orogéniques marqués traduit un épisode paléotectonique important impliquant le domaine océanisé et une partie au moins de la bordure continentale. Et, comme nous l'avons déjà développé dans Deville *et al.*, [1992], nous rapportons ces successions de type flysch aux épisodes compressifs de fermeture du paléo-océan alpin.

C. 3. Une formation faite de marbres phylliteux et gréseux en bancs épais, plurimétriques et pauvres en apports détritiques grossiers. Ces marbres peuvent s'enrichir vers le haut en interlits calcschisteux. Elle traduit un relatif éloignement des sources d'apport ou bien l'isolement de certaines parties du bassin sédimentaire.

Dans l'espace la formation (C2) est remarquable dans les unités médianes et supérieure. Elle apparaît aussi dans les unités océaniques inférieures mais ne pourra être correctement corrélée qu'une fois son âge connu. La formation (C3) est aussi ubiquiste dans les unités médianes et supérieure. Elle n'est pas connue dans les unités inférieures. Enfin, la formation (C1) n'apparaît que dans les unités médianes.

De plus, dans le temps, si les critères de polarité utilisés sont exacts, la formation (C3) se superpose normalement à la formation (C2).

L'ensemble de ces Schistes lustrés peut ainsi être rapporté à des formations de type flysch représentant les conséquences sédimentaires du rapprochement océan-

continent, c'est-à-dire de la fermeture du paléo-océan alpin.

2. 2. 4. 2. Les données biostratigraphiques

Les vestiges fossiles conservés dans les Schistes lustrés liguro-piémontais sont, dans l'ordre d'importance croissante, des Radiolaires et des Globotruncanidés.

Les fantômes de Radiolaires ont été observés ou bien au contact du paléopancher océanique ou à proximité, ou bien dans les séries de Schistes lustrés. A ce jour, aucun de ces fantômes n'a jamais pu être extrait pour datation dans les Schistes lustrés des Alpes Graies. Nous sommes donc contraints de procéder à des datations par comparaison. Nous nous appuyerons sur les données établies dans une autre région du Complexe des Schistes lustrés, le Queyras.

Les premiers niveaux post-ophiolitiques radiolaritiques du Queyras appartiennent à l'intervalle Callovien moyen-supérieur - Kimméridgien inférieur à moyen [Wever (de) et Caby, 1981 ; Schaaf *et al.*, 1985 ; Wever (de) *et al.*, 1987]. Les Radiolaires, inclus dans des sphérolites de rhodocrosite ou dans des nodules phosphatés, ont été protégés des déformations synmétamorphiques et, après dégagement, présentent des formes intactes parfaitement déterminables.

Ainsi, il me paraît raisonnable d'attribuer les bancs radiolaritiques observables en couverture ou à proximité du paléofond océanique des unités inférieures et médianes au Jurassique supérieur.

De même, les marbres gris-blanc ou gris-bleu à éléments ophiolitiques venant en couverture immédiate des ophiolites, associés ou non aux radiolarites, peuvent représenter un équivalent des Calcaires à Calpionelles de l'Apennin, datés du Jurassique supérieur - Berriasien.

Les restes de Globotruncanidés, finalement assez nombreux, se retrouvent aussi dans les séries de Schistes lustrés banaux et plus particulièrement dans les calcschistes et les marbres des unités médianes et supérieures. Tous les vestiges observés appartiennent aux genres *Rotalipora*, *Praeglobotruncana*, *Hedbergella*, *Whiteinella* ou *Marginotruncana*. Ils recouvrent l'intervalle de temps Cénomaniens - base du Sénonien. Ainsi la majeure partie des Schistes lustrés des confins franco-italiens de Savoie appartient-elle au Crétacé supérieur basal. Ces Schistes lustrés intègrent le grand ensemble des Schistes lustrés reconnus eux-aussi comme néocrétacés sur la frange interne des Pennides [Marthaler, 1981 et 1984 ; Lemoine *et al.*, 1984 ; Marthaler *et al.*, 1986 ; Deville, 1987 ; Lagabrielle, 1987].

Pour certains micropaléontologistes toutefois, les sections reconnues ne sont que des artefacts liés à des cristaux ankéritiques, simples recrystallisations de produits ferrugineux, concentrés soit dans des clivages et fractures

des carbonates, soit à la périphérie de ceux-ci, au contact avec des quartz et des micas. De plus, ces sections ont curieusement une géométrie assez similaire [Raoult, 1986, lettre lue à la R.S.T. de Clermont-Ferrand à la suite de la présentation des notes de Marthaler et de Fudral *et al.*]. Pour l'auteur, l'oeil est subjectivement sélectif et finalement 50 évocations de Foraminifères ne peuvent constituer une quelconque « preuve statistique ». Dans un Compte-rendu de l'Académie des Sciences de la même année, l'auteur discute de plus les formes observées dans le contexte tectono-métamorphique alpin connu de ces Schistes lustrés. Les sections observées n'étant pas conservées dans des flots indemnes de structures symmétamorphes, l'auteur conclut que ces formes ne se rapportent pas à des Foraminifères planctoniques et que les âges proposés sont donc hypothétiques.

A ce jour aucune section indiscutable n'a été découverte dans ces Schistes lustrés et n'a permis de lever les incertitudes. Cependant, en rive droite de l'Arc, dans les Schistes lustrés de la Pointe du Grand Vallon, Deville, en 1987, découvrait des formes bien différentes des sections classiquement observées. Ces sections convexo-planaires ou coniques caractérisent le Maastrichtien supérieur. Ainsi, bien que le contexte tectono-métamorphique soit le même, il est possible de mettre en évidence des sections géométriquement différentes au sein de recristallisations similaires [cf. aussi la remarque de M. Sartori. in *Eclogae geol. Helv.* 1987, 80/3, p. 797].

Ce débat n'est pas clos et dans l'attente d'une confirmation nous admettons que les Schistes lustrés des trois formations décrites ici appartiennent au Crétacé supérieur basal.

2. 2. 4. 3. Les données radiochronologiques

Elles permettent de caler l'âge magmatique des éléments du complexe ophiolitique d'une part et l'âge des métamorphismes ayant affecté les unités liguro-piémontaises.

A. L'âge de la mise en place des complexes ophiolitiques

Il a été établi à l'aide de diverses approches dans des régions situées toutes en dehors du secteur étudié. Les âges des syénites et des albitites des complexes ophiolitiques des unités océaniques peu ou pas métamorphiques oscillent, d'une part, entre 114 et 142 Ma [méthode K-Ar sur amphiboles de la syénite du Montgenèvre, par Chessex *et al.*, 1964], et, d'autre part, entre 135 et 180 Ma [même méthode sur diverses roches remaniées dans le flysch des Gets, par Bertrand J. *et al.*, 1976].

La méthode U-Pb sur zircons employée pour les

albitites des ophiolites corses par Ohnenstetter *et al.* [1981] a fourni un âge de 161 ± 3 Ma. Enfin, les âges traces de fission sur zircons des roches plutoniques des complexes ophiolitiques du Montgenèvre et du Queyras se cantonnent vers 190-200 Ma [Carpéna et Caby, 1984]. En définitive le début de la différenciation des complexes ophiolitiques des Schistes lustrés daterait de l'extrême base du Jurassique ; elle se serait poursuivie jusqu'à la fin du Crétacé inférieur.

Les âges jurassique supérieur se corrélaient évidemment bien avec les données biostratigraphiques indiquées plus haut concernant les premiers termes de la couverture des ophiolites. Les âges plus anciens ont reçu deux interprétations distinctes à ce jour. Ou bien le matériel plutonique formait le paléofond océanique en certains points dès la fin du Trias et l'absence de dépôts sur cette croûte autres que d'âge jurassique supérieur est attribué à des phénomènes d'érosion et de remaniement qui auraient pu durer 40 Ma. Ou bien ce matériel plutonique s'est différencié en conditions sous-crustales pendant la période de rifting à l'intérieur de chambres magmatiques réduites. C'est cette opinion qui prévaut en général actuellement.

Les âges fini-crétacé inférieur restent à démontrer. Comme nous le verrons plus loin nous n'avons aucune preuve de l'existence d'une couverture sédimentaire normale aux ophiolites à cette époque.

B. L'âge des premiers épisodes métamorphiques alpins

Hormis les événements purement intra-océaniques liés à l'individualisation même du fond océanique et à son altération hydrothermale (acquisition d'une foliation en ce qui concerne certains gabbros ; développement d'amphiboles brunes et métamorphisme à faciès schiste vert) deux épisodes métamorphiques majeurs ont été mis en évidence dans notre secteur.

Le premier appartient au Crétacé supérieur [90-65 Ma selon Bocquet *et al.*, 1974 ; Delaloye et Desmons, 1976 ; Chopin, 1979 et 1981 ; Chopin et Maluski, 1980 ; Carpena, 1985 ; Dal Piaz et Lombardo, 1985]. Il s'agit de l'événement éo-alpin à caractères HP-BT (éclogitique et ou schiste bleu). Ces métamorphismes affectent sans ambiguïté le matériel des unités liguro-piémontaises inférieures. Les données manquent encore en ce qui concerne le matériel des unités médianes. Certains des minéraux HP de ces unités devraient cependant appartenir à l'intervalle 90-65 Ma [Dewille, 1987 ; Dewille *et al.*, 1990 et 1992].

Le second est daté de 38 à 40 Ma (événement méso-alpin dit parfois méso-alpin tardif ou alpin *s.s.* [Bocquet *et al.*, 1974 ; Chopin et Maluski, 1978 et 1980 ; Hunziker *et al.*, 1992]). Reconnu dans l'ensemble des unités de Schistes lustrés, il conduit à des assemblages des faciès schiste bleu à schiste vert.

2. 2. 4. 4. Conclusions

De la figure 73 qui résume l'essentiel des données lithologiques, biostratigraphiques et chronostratigraphiques, quatre conclusions majeures peuvent être tirées :

- * Les unités liguro-piémontaises inférieures et médianes sont issues d'un domaine océanisé dont l'une des étapes principales appartient à la fin du Jurassique moyen.

- * Le premier revêtement sédimentaire, formé de métaradiolarites et de marbres du Jurassique supérieur à Berriasien paraît ubiquiste.

- * Le reste de la couverture des ophiolites est formé par l'essentiel de Schistes lustrés caractérisé par un détritisme synorogénique d'origine mixte, océanique et continental.

- * Même si des doutes subsistent quant à la nature exacte de certains vestiges fossiles ou bien si des imprécisions persistent quant aux intervalles radiochronologiques, toutes les données convergent vers une seule conclusion : l'essentiel des Schistes lustrés appartient au Crétacé supérieur basal. Les composants principaux des unités liguro-piémontaises du secteur étudié sont donc des flyschs néocrétacés.

En toute rigueur, il est toutefois nécessaire de retenir deux interprétations possibles en ce qui concerne les Schistes lustrés des unités océaniques inférieures sous-jacentes aux marbres et radiolarites du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur.

Ces schistes lustrés devraient représenter essentiellement le Crétacé inférieur. Mais la découverte d'une section de foraminifère planctonique monocaréné, en rive droite de l'Arc dans la même unité structurale [Deville, 1987, p. 118] incite à attribuer la formation au Crétacé supérieur basal.

Ces deux hypothèses sont représentées sur la figure 73. Pour ma part, je penche pour la seconde même si elle n'est étayée que par une seule donnée biostratigraphique.

Finalement, les séries sédimentaires liguro-piémontaises peuvent être corrélées aussi bien par leur base que par leur sommet. A la base on retrouve le classique marqueur carbonaté téthysien du Jurassique supérieur - Crétacé basal.

Au sommet viennent les Schistes lustrés néocrétacés. Les distinctions que l'on peut faire à l'intérieur de ce matériel dans chaque ensemble d'unités tiennent au volume du détritisme et à la taille des éléments remaniés.

2. 2. 5. A la recherche d'unités équivalentes en domaine peu ou pas métamorphique

Depuis Haccard et Lemoine [1970] puis Elter [1971]

des travaux féconds sont nés des comparaisons menées entre les Schistes lustrés piémontais, les Alpes ligures et l'Apennin. C'est plus spécialement vers l'Apennin que nous nous tournerons, la portion septentrionale de cette chaîne autorisant effectivement d'étonnantes corrélations (fig. 1b)

2. 2. 5. 1. Corrélations stratigraphiques

- * Les gabbros du log ophiolitique apenninique appartiennent à l'intervalle 160-185 Ma [méthode des traces de fission sur zircons, Bigazziet al., 1972 et 1973]. Cette fourchette d'âges est similaire à celle obtenue sur les plutonites alpines. Force est donc de constater que les ouvertures océaniques sont contemporaines.

- * En outre, les premiers niveaux post-ophiolitiques radiolaritiques se rapportent au Jurassique supérieur et à la base du Crétacé. Les autres formations radiolaritiques appartiennent, pour certaines à l'Albien (Apennin central) et pour les autres au Turonien [Marcucci et Passerini, 1991]. Là encore, les similitudes sont frappantes. Rien ne s'oppose en effet à ce que les vestiges sub-circulaires quartzitiques que l'on retrouve parfois dans certains quartzites des Schistes lustrés banaux soient des fantômes de Radiolaires attribuables soit à la limite Crétacé inférieur - Crétacé supérieur, soit au Crétacé supérieur basal.

- * Enfin, les épaisses séquences de marnes et de grès qui viennent former la partie moyenne et supérieure des couvertures ophiolitiques apenniniques ont été datées - aussi avec difficulté - par des microfaunes planctoniques (*Rotalipora appenninica* RENZ), [Passerini, 1965]. Et les récentes analyses de nannofossiles calcaires permettent de caler plus précisément ces couvertures. Marroni et Perilli [1990, a, b et c] les attribuent au Campanien inférieur, la partie basse du Flysch à Helmintoïdes étant quant à elle datée de la base du Campanien supérieur. Ces découvertes ne s'opposent pas aux datations obtenues sur les Schistes lustrés du secteur étudié. Le mélange de faune qui a été parfois observé conduit à penser que ces Schistes lustrés sont un peu plus jeunes que l'intervalle de temps compris entre le Cénomaniens et la base du Sénonien [cf. Marthaler, 1986, p. 95].

En définitive les repères radiochronologiques et biostratigraphiques des deux régions appartiennent aux mêmes intervalles de temps. Il est ainsi possible d'aller plus avant en tentant des corrélations lithologiques.

2. 2. 5. 2. Corrélations lithologiques

Historiquement ce sont celles qui ont été le plus souvent tentées.

- * Nous ne reviendrons pas sur les similitudes de coupes des complexes ophiolitiques alpins et apenniniques que nous avons longuement détaillées au Chapitre IV

Les marqueurs classiques :

- Sédimentaires

A : Terres noires du Jurassique moyen-supérieur.

B et C : Episodes anoxiques majeurs du Crétacé supérieur (Black shales ou Couches sombres laminées et niveaux siliceux radiolitiques ou non).

D : Principaux épisodes du rifting.

E : La crise radiolaritique du Jurassique moyen-supérieur.

F : La «barre tithonique».

G : La crise radiolaritique du Cénomano-Turonien ; les Blake shales du Complexe de base du Flysch à Helminthoïdes.

- Métamorphiques

H à L : Age des métamorphismes alpins selon Hunziker *et al.* (1992) ;

H : Ages éo-alpins précoces ;

I : Ages éo-alpins tardifs ;

J : Ages méso-alpins précoces ;

K : Ages méso-alpins tardifs ;

L : Ages néo-alpins.

M : Phase éo-alpine classique.

N : Phase méso-alpine classique.

Légende



Dolérites



Gabbros



Péridotites serpentinisées



Lits siliceux



Brèches



Métabasites



Quartzites, cherts, radiolarites



Schistes noirs



Schistes



Calcschistes



Hard ground



Marbres gris-bleu à débris d'ophiolites



Marbres chloriteux



Marbres blancs



Marbres s.l.



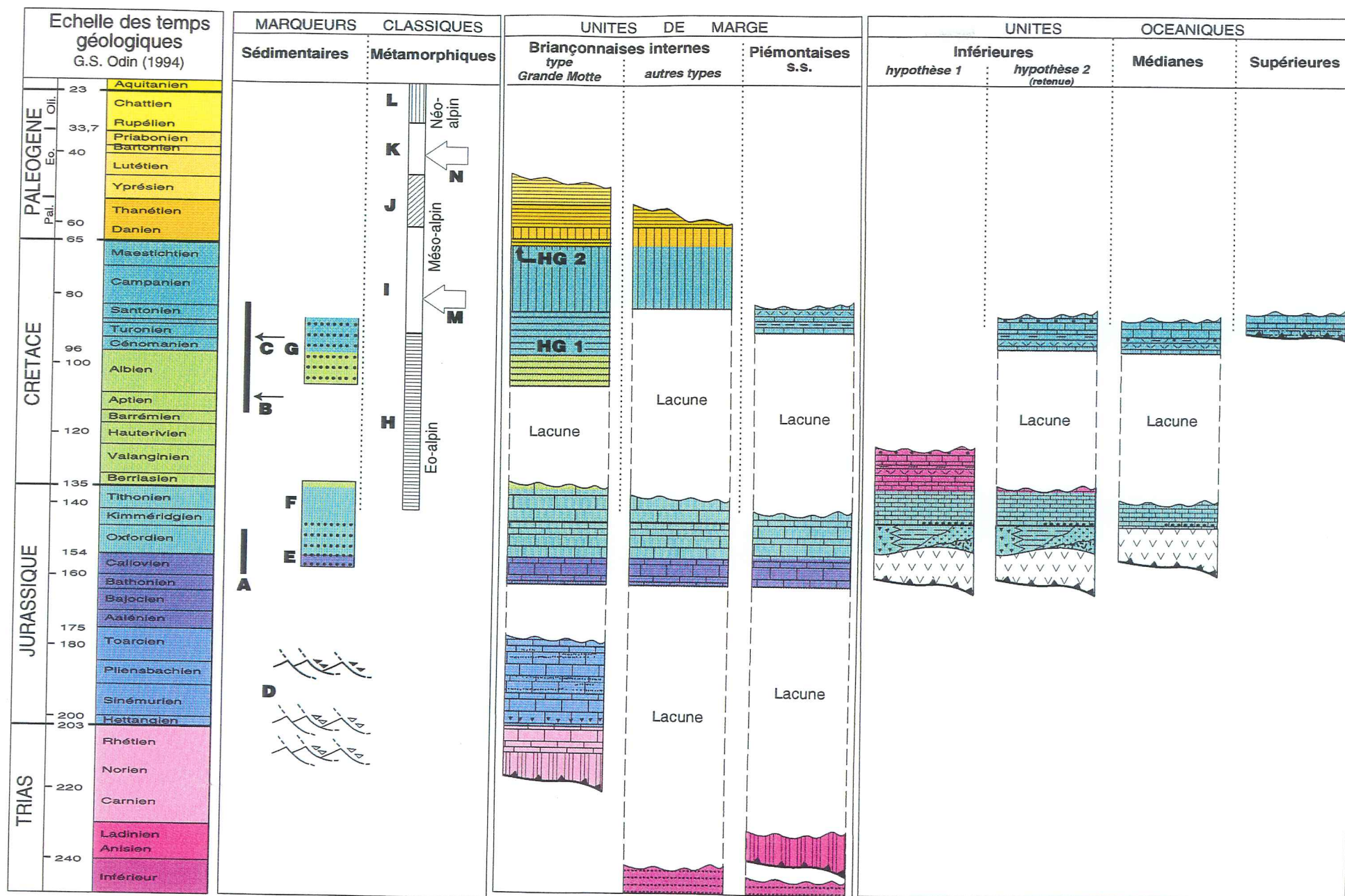
Dolomies



Quartzites, blanc pur ou vert,
microconglomératiques

Fig. 73. – Tableau des corrélations entre les unités de marge et les unités océaniques.

Les données concernant les unités briançonnaises internes de la transversale étudiée sont empruntées à Deville [1987] et Jaillard [1988 et 1990].



(Première partie). Les seconds ont permis d'appréhender les premiers.

* A quelques nuances près, la couverture des ophiolites peut être corrélée, terme à terme. Chaffaut (du) *et al.* [1972] ont montré les étroites ressemblances des premiers termes du revêtement sédimentaire de la paléocroûte de l'Apennin ligure, de la Corse et des Alpes occidentales.

Plus récemment de multiples correspondances ont été signalées en ce qui concerne les successions lithologiques de l'essentiel des Schistes lustrés [Deville, 1987 ; Fudral *et al.*, 1987 ; Scaillet S., 1987]. Lagabriele [1987] rapproche en particulier la formation du Bric Bouchet, flysch à blocs et olistostromes d'ophiolites, constituant majeur de l'Unité des Schistes lustrés dite « médiane » en Queyras, du Complexe de Casanova de l'Apennin ligure [p. 99 et 100]. Il souligne par ailleurs que la plupart des auteurs s'accordent pour interpréter ce complexe comme une séquence élaborée au front de nappes ophiolitiques débitées dans le substratum océanique ligure.

Le complexe Aiona-Penna, décrit par Marini et Terranova en 1981 fournit un autre bel exemple de remarquables correspondances (fig. 74).

Ce complexe est situé au Sud de l'aire de Casanova [Galbiati, 1985] dans l'unité du Bracco (cf. fig. 1 b, cet ouvrage).

Il comporte à sa base, des lambeaux hecto à plurikilométriques de plancher océanique revêtu du classique tégument volcanique et sédimentaire ligure. Des lherzolites serpentinisées supportent en effet successivement des brèches sédimentaires monogéniques à éléments de serpentinite et matrice fine ; des basaltes massifs ou en pillows ; des débris de roches granitiques en général cataclasées, enfin des jaspes et les « Agiles à Palombini ». Cette couverture appartiendrait à l'intervalle de temps compris entre le Tithonique et l'Aptien. Dans une note infrapaginale [1. p. 187] les auteurs insistent sur le fait que les lambeaux ophiolitiques et leur couverture immédiate ne sont que des éléments de plancher remaniés à l'intérieur de la série sédimentaire ainsi que l'avait démontré auparavant Passerini [1961 et 1962] et Elter et Raggi [1965].

De puissantes épaisseurs de brèches polygéniques et des olistostromes recouvrent ces éléments de coupe océanique. Les brèches comportent des fragments de serpentinites, d'ophiolites, de basaltes, de cherts, de calcaires à calpionelles et de granites liés par une matrice argileuse, silteuse ou carbonatée. Les olistostromes sont riches en éléments de calcaires à Calpionelles ou de calcaires à Palombini. Cette formation est attribuée à l'Albien-Cénomaniens mais sans preuve définitive.

Des grès (Grès de Casanova) font suite aux brèches. Ce sont des successions rythmiques de grès quartzomiacés, d'argilo-schistes silteux et marneux dans lesquelles s'intercalent des grès ophiolitiques et des brèches polygéniques granoclassées à éléments de granite. L'ensemble pourrait couvrir un intervalle de temps étendu, allant du Cénomaniens au Paléocène ?

Viennent ensuite stratigraphiquement des argiles et des

calcaires de resédimentation, incluant des brèches ophiolitiques de serpentine et représentant vraisemblablement l'Abien et le Turonien. Ils supportent l'ensemble des calcaires du Monte Caio, formation constituée par des couches alternées de marnes calcaires, de marnes, de calcarénites plus ou moins gréseuses et d'argilo-schistes gris, et attribuée à la fin du Crétacé supérieur et au Paléocène.

Ainsi fixée, la colonne stratigraphique du Complexe Aiona-Penna peut être parallélisée, au métamorphisme près, avec la coupe du versant est du Charbonnel (Unité Charbonnel-Rocciamelone, formation du Pis et formation du Charbonnel) ou celle du Passo delle Finestre (Unité Novalesa-Corne Rousse). Les similitudes sont saisissantes.

2. 2. 5. 3. Conclusions

La plupart des auteurs admettent que les successions détritiques flyschoides de l'Apennin ligure, marquent l'individualisation de nappes ophiolitiques liées à la surrection d'une zone de reliefs immergée [la ride du Bracco de Elter P et Raggi, 1965]. Un contexte compressif est vraisemblablement à l'origine des Schistes lustrés néocrétacés. Ce point de vue est accrédité par les données radiométriques qui signalent un événement tectonométamorphique majeur, propre à certaines parties du domaine pennique, vers 135 Ma [Mont Viso, Carpena *et al.*, 1986], 110 Ma [Mont Rose, Chopin et Monié, 1984 et Monié, 1984] ou encore 110 à 130 Ma pour le massif de Sesia [Oberhänsli *et al.*, 1985].

2. 3. Conclusions à l'analyse lithostratigraphique des unités piémontaises s.s. et liguro-piémontaises

2. 3. 1. Corrélations marge-océan

Postérieurement au Jurassique, les séries piémontaises s.s. - de marge - et les séries liguro-piémontaises-océaniques possèdent au moins deux caractères communs :

(I) L'extrême difficulté de mettre en évidence des dépôts sédimentaires propres au Crétacé inférieur. Tout au plus peut-on considérer, à partir de comparaisons à distance, que seule la base du Crétacé inférieur est représentée.

(II) Inversement, l'important développement de dépôts de type flysch au cours du Crétacé supérieur. Les séquences rythmiques que l'on peut y observer, les pulsations détritiques remobilisant des matériaux d'origine mixte, océanique et continentale, ainsi que les remaniements de faunes, impliquent une tectonique compressive liée à la fermeture de l'océan téthysien.

Le bassin sédimentaire qui se comble, commun aux

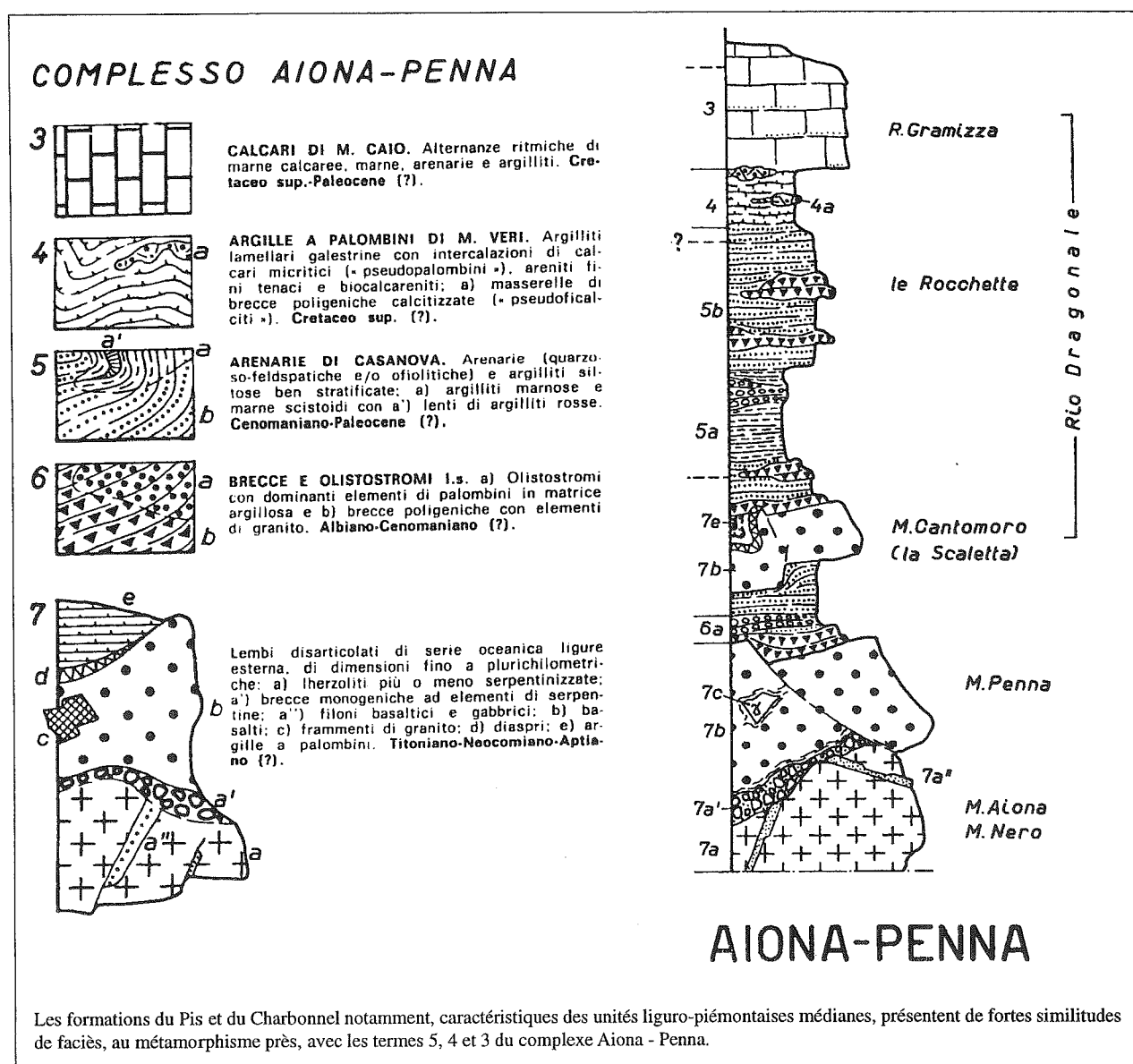


Fig. 74. – Le complexe Aiona - Penna (Appenin ligure) selon Marini et Terranova [Boll. Soc. Geol. It., 99, 183-203, 1981].

limites marge-océan, fait penser à un bassin d'avant-arc dont les dépôts de type ride sédimentaire externe pourraient fossiliser une ou des structures de prisme d'accrétion.

D'autant plus que des âges radiométriques de métamorphismes HP-BT, situés vers 110-130 Ma, imposent une tectonique profonde. On n'oubliera pas, qu'à l'inverse de ces unités de Schistes lustrés, les unités Briançonnaises internes restent à l'écart à la fois des événements profonds du Crétacé supérieur basal et de leurs conséquences sédimentaires. En effet, le développement d'une sédimentation pélagique accompagnée de nombreux hard-grounds atteste la position plus externe de ces unités à cette époque.

L'événement métamorphique synschisteux, éo-alpin, intra-sénonien, calé vers 80 Ma dans la région étudiée va soustraire à l'érosion, par enfouissement, ces unités de

Schistes lustrés à matériel Crétacé supérieur.

Ces points de repère mis en place, il reste encore à discuter les modalités de l'ouverture et de la fermeture océanique ainsi que la durée de l'expansion avant d'établir les principales étapes de l'évolution du paléo-océan téthysien.

2. 3. 2. Discussion

2. 3. 2. 1. Les modalités de l'ouverture océanique

Comme nous l'avons montré plus haut, l'édifice ophiolitique téthysien et son environnement volcanique

et sédimentaire sont particuliers au regard des séquences ophiolitiques classiques. Le phénomène est général à l'échelle des Alpes occidentales. De ce fait le paléo-océan téthysien est la plupart du temps considéré comme atypique ou réduit à ses stades d'évolution les plus précoces [cf. analyse dans Lagabrielle et Cannat, 1990, avec références].

Cependant de multiples affleurements de péridotites mantelliques serpentinisées sont connues en milieu océanique actuel, à l'écart des zones de fractures. C'est le cas notamment du secteur central de l'Atlantique (Legs 37, 45 et 82). Lagabrielle et Cannat montrent ainsi que les différences observables entre les colonnes stratigraphiques établies sur différents sites de ces legs et celles des séquences ophiolitiques téthysiennes n'apparaissent pas comme vraiment significatives. Ils suivent alors Barrett et Spooner [1977] en proposant que la Téthys alpine ait pu être un océan normal, mature, à expansion lente, finalement comparable à certaines portions de l'Atlantique.

De la comparaison menée entre les observations concernant le paléo-océan téthysien d'une part et les données de forages ODP en mer tyrrhénienne - bassins océaniques Vavilov et Marsili - [Rehaut, 1987 ; Kastens *et al.*, 1986 et 1987 ; Curzi *et al.*, 1987] d'autre part, G. Mascle *et al.*, [1992], constatent les remarquables similitudes de ces deux édifices ophiolitiques et insistent sur leur originalité. Ils concluent que le matériel mantellique a été dénudé et a affleuré sur le fond de l'océan et qu'à l'image du bassin Vavilov la vitesse d'ouverture de l'océan téthysien a été lente.

Les bassins Vavilov et Marsili apparaissent ainsi comme pouvant servir de laboratoire d'observation pour l'ouverture océanique téthysienne. Discutant l'origine, la position et l'extension des péridotites du fond tyrrhénien, les participants à la campagne ODP du leg 107, formulent l'hypothèse que le matériel mantellique est issu d'une protrusion ultrabasique dans une croûte amincie par fracturation, qu'il s'agisse de failles transformantes ou plus vraisemblablement de failles normales d'extension. La mer tyrrhénienne et, plus particulièrement, ses deux bassins océaniques peuvent être vus comme la conséquence de mouvements horizontaux prédominants (à l'arrière de l'arc siculo-calabrais compte tenu de la position géodynamique de cette mer). Autrement dit ce ne sont pas des phénomènes profonds qui génèrent l'ouverture océanique mais fondamentalement des étirements de croûte liés à des translations horizontales.

En définitive, l'hypothèse selon laquelle le fond ultrabasique téthysien est lui aussi issu d'étirements de croûte amincie et d'une ouverture lente ne s'oppose pas aux données recueillies sur le terrain. Mais la recherche d'un modèle de genèse de cette Téthys ligure reste délicate [cf. Lagabrielle, 1987, p. 198 à 205].

Lemoine *et al.* [1987] proposent d'expliquer l'origine des ophiolites alpines et de leur environnement à partir du modèle d'amincissement crustal de Wernicke [1981,

1985]. Cette idée me paraît féconde. Elle offre une explication assez satisfaisante aux observations de terrains d'ordre lithologique et structural. Elle s'accorde en particulier avec la vision actuelle de l'asymétrie des structures et de l'évolution sédimentaire des deux marges [en ce qui concerne la marge sud, cf. notamment les travaux de Aubouin *et al.*, 1965 ; Aubouin *et al.*, 1970 ; Winterer et Bosellini, 1981]. Toutefois, l'inclinaison de la faille de détachement, à l'origine de l'amincissement crustal puis de la dénudation du manteau lithosphérique restent à préciser. Lemoine *et al.*, 1987, proposent une inclinaison vers le Nord de cette faille arguant du fait qu'une telle structure ferait apparaître du côté de la marge sud (ou apulienne) des matériaux de croûte inférieure du type de ceux de la zone d'Ivrée (gabbros et kinzigites en particulier) observables actuellement d'ailleurs dans la ville même d'Ivrée. Cet argument n'en est pas un car avant l'alpin ces roches étaient déjà en position de croûte supérieure, voire superficielle puisqu'elles servent de support aux tufs et porphyrites permienues ainsi qu'aux assises sédimentaires permo-triasiques [cf. en particulier les travaux de Baggio, 1963-1965 ; Ahrendt, 1972 et Wozniak, 1977].

L'idée d'une inclinaison vers le Sud de la faille de détachement est donc tout aussi valable. Une telle organisation structurale pourra en outre conduire sans complication notable à la fermeture de l'aire océanisée par enfoncement vers le Sud des matériaux ophiolitiques puis de ceux de la marge nord, selon le schéma assez classique actuellement de l'inversion tectonique.

2. 3. 2. 2. L'expansion téthysienne et les dimensions de la Téthys ligure

D'un point de vue général, la durée possible d'expansion de la Téthys ligure est assez bien cernée. Le premier revêtement sédimentaire du plancher ultrabasique appartient comme nous l'avons vu au Callovien moyen-supérieur [environ 155 Ma, selon l'échelle Odin, 1994].

En outre, les données fournies par l'analyse de la cinématique des plaques de la région téthysienne montrent que les premiers mouvements de convergence de plaques s'initient vers 110-120 Ma [Olivet *et al.*, 1984]. L'expansion téthysienne peut donc durer au moins 40 Ma. Si l'on tient compte d'une expansion lente, voisine de 2 cm/an, la largeur maximale du paléo-océan reste inférieure à 1600 km. Ce résultat s'accorde avec ceux (calculés ou estimés) de divers auteurs pour qui le domaine océanisé aurait une largeur comprise entre 500 et 1000 km [Dercourt *et al.*, 1986 ; Lemoine, 1983 ; Olivet *et al.*, 1982 et 1984].

Ces chiffres me paraissent largement au-dessus de la réalité. Les données de terrain poussent en effet à réestimer à la baisse de telles valeurs. L'argument essentiel réside dans le fait que les couvertures sédimentaires et volcaniques des ophiolites téthysiennes - seul critère actuellement, permettant de mesurer la paléo-expansion

du domaine océanique - sont d'une homogénéité exemplaire à l'échelle de toutes les Alpes occidentales. Des cherts radiolaritiques et/ou des bancs de marbres à clastes ultrabasiques, du Jurassique supérieur, se rencontrent sur l'extrême majorité des affleurements du fond océanique. A ce jour on ne connaît pas de coupe montrant le passage d'un matériel ophiolitique à des successions sédimentaires du Crétacé inférieur ou de la limite Crétacé inférieur - Crétacé supérieur.

Certes, il est plus que vraisemblable, qu'actuellement, des portions entières de ce fond ne soient plus accessibles à l'observation. Mais une telle homogénéité d'organisation doit avoir une explication générale.

Il me paraît raisonnable d'envisager que la branche ligure de la Téthys soit fondamentalement jurassique moyen-supérieur ; l'expansion pouvant éventuellement se poursuivre pendant la base du Crétacé inférieur. L'expansion durerait donc au mieux une vingtaine de millions d'années. Le domaine à plancher ultrabasique n'excéderait donc pas 800 km en largeur.

Que se passe-t-il alors dans ce domaine durant tout le Crétacé inférieur, jusqu'au développement des flyschs néocrétacés représentés par l'essentiel des Schistes lustrés ? Sans doute, au moins localement, les premières étapes de la fermeture de l'aire océanisée attestées par les âges radiométriques à 135 Ma. Ailleurs, à défaut de données lithologiques et stratigraphiques nous en sommes réduits à des hypothèses.

On peut envisager par exemple, une évolution similaire à celle que l'on connaît sur la marge nord dans les domaines piémontais *s.s.* et briançonnais. L'absence de dépôt au Crétacé inférieur est une donnée constante à tout le domaine pennique sur la transversale qui nous intéresse. Toutefois, sur la transversale de Briançon, ce schéma doit être nuancé. Bourbon [1980] individualise en effet sur cette transversale, des séries briançonnaises apparemment continues (du Berriasien inférieur au Cénomanién), des séries lacunaires, sans Crétacé inférieur, enfin des séries détritiques. Dans une telle évolution l'aire océanisée téthysienne aurait pu recevoir une sédimentation post-jurassique supérieur et pré-crétacé supérieur basal, marquée par des dépôts riches en silice, déficiente en carbonates et plus ou moins riches en terrigènes fins.

Sur la marge sud, notamment dans le sillon lombard, les dépôts de même âge sont essentiellement pélagiques (calcaires pélagiques à silex de faciès maïolica ou Biancone) jusqu'au Barrémien inclus.

Pour conclure, l'aire océanisée téthysienne n'aurait plus d'existence en tant que bassin en expansion au-delà de la base du Crétacé inférieur. Nous aurions affaire à un bassin sédimentaire, à sédimentation similaire à celle connue à la même époque dans les principaux bassins à substratum continental.

Un tel dispositif crustal a nécessairement dû conditionner le mode de fermeture de ce bassin particulier.

2. 3. 2. 3. Les modalités de la fermeture de l'aire océanisée

L'existence d'un bassin à croûte ophiolitique et de flyschs d'âge Crétacé supérieur remaniant pour partie le matériel ultrabasique invite à imaginer la fermeture de l'aire océanisée téthysienne selon le modèle classique de la subduction et du prisme d'accrétion.

Après Ernst en effet [1971, 1973] Dal Piaz [1974 a et b], Dal Piaz *et al.* [1972], Mattauer et Proust [1976], Caby *et al.*, [1976], ont proposé des modèles géodynamiques globaux faisant intervenir la subduction. Dès 1977 cependant J.M. Caron soulignait les difficultés d'un tel modèle. La genèse, l'âge et la répartition des assemblages minéralogiques HP-BT s'accordent mal avec ce type de modèle. En particulier, l'absence du classique volcanisme orogénique des zones de subduction impose pour le moins de nuancer ou de modifier ce modèle.

De la même façon, le prisme d'accrétion tectonique imaginé par exemple dans l'Apennin par Treves [1984] ou dans les Alpes par Marthaler et Stampfli [1989], Stampfli et Marthaler [1990], et, plus récemment, par Bouffette et Caron [1991] pour expliquer les modalités de la fermeture téthysienne ne me paraît pas pouvoir intégrer facilement les données récoltées sur le terrain.

L'analyse des données obtenues sur le prisme de la Barbade à partir des six forages du leg 110 et des forages 541 et 542 du leg 78 A du programme ODP [Beck *et al.*, 1988] conduit en effet aux conclusions suivantes :

- la croûte océanique ne participe pas au prisme d'accrétion. Le « rabotage » n'implique que les sédiments sus-jacents. La sismique confirme que le décollement « descend » dans la série sédimentaire vers l'arrière du front sans dépasser l'interface basalte/sédiments ;

- si des phénomènes gravitaires existent bien, marqués par de grands slumps, des débris-flow et des mud-flows, ces derniers ne font intervenir que du matériel sédimentaire issu du prisme et non consolidé ;

- enfin, le prisme n'est bien développé que parce qu'il se « nourrit » d'importants apports terrigènes latéraux, dont l'essentiel est d'origine continentale.

En définitive, on ne peut établir d'étroites corrélations entre l'évolution sédimentaire observable au niveau d'un prisme d'accrétion et celle déduite des successions analysées à terre dans les différentes unités de Schistes lustrés. Le modèle que nous retenons alors est celui de l'écaillage intra-océanique, « dirigé » par le découpage structural né au moment de la dénudation du manteau.

En somme, le bassin téthysien se fermerait à la manière des bassins développés sur substratum continental, l'écaillage du socle conduisant à l'individualisation progressive de différentes nappes (cf. chapitre conclusions).

2. 3. 3. Les principales étapes de l'évolution tectono-sédimentaire du domaine téthysien et de sa marge nord

Deux phénomènes majeurs successifs commandent cette évolution. Le premier correspond à la naissance du domaine à fond ultrabasique et à l'individualisation de ses marges. Il couvre l'espace de temps compris entre le Trias et le Crétacé inférieur. Le second est conduit par la fermeture de l'aire océanisée. Il provoque le rapprochement des deux paléomarges et leur collision à partir de la fin du Crétacé supérieur.

2. 3. 3. 1. La naissance de l'océan téthysien

* Du Trias au Jurassique moyen-supérieur : le rifting et l'apparition du paléofond ultrabasique.

La plate-forme carbonatée est découpée par un système de failles normales en de multiples horsts et grabens synsédimentaires, à partir de la fin du Trias, puis aux limites de l'Hettangien-Sinemurien d'une part, Domerien-Toarcien, d'autre Part [Graciansky *et al.*, 1979 ; Lemoine, 1984 et 1985 ; Lemoine *et al.*, 1986 ; Jaillard, 1984 et 1985].

La dernière crise, callovo-oxfordienne peut seule être déduite de l'analyse des séries piémontaises *s.s.*

Cette fracturation pourrait être liée au fonctionnement d'une faille de détachement inclinée vers le Sud. Le magmatisme précoce daté généralement du Lias [Ohnenstetter *et al.*, 1981 et Carpena et Caby, 1984] est consécutif à ces épisodes distensifs. La cristallisation des magmas obtenus, toujours en conditions sous-crustales et dans des chambres magmatiques localisées et de petites dimensions, aurait donné naissance aux corps gabbroïques intrusifs connus dans les ultrabasites [Lombardo *et al.*, 1978 ; Lombardo et Pognante, 1982 ; Lagabriele, 1987].

Avec la fin du Jurassique moyen et le début du Malm, se produisent la mise à jour du matériel mantellique et l'individualisation progressive d'une aire océanique. Les ajustements tectoniques contemporains de cette structuration induisent une sédimentation détritique (brèches ophiolitiques, arénites basiques). L'expansion s'amorce avec le dépôt de sédiments fins, siliceux puis carbonatés. L'âge des premières radiolarites est d'une manière générale limitée au Callovien (moyen ?)-Kimméridgien inférieur [Squinabol, 1912 ; Wever (de) et Caby, 1981 ; Wever (de) *et al.*, 1987 ; Schaaf *et al.*, 1985].

De ce domaine naîtra la totalité des unités liguro-piémontaises.

* Le Jurassique terminal et le Crétacé inférieur : généralisation des faciès pélagiques et fin de l'accrétion océanique. Au dépôt en discordance légère sur la marge de formations carbonatées, souvent bréchiques, pendant le Dogger supérieur, succède une sédimentation pélagique qui se généralisera pendant le Malm et la base du Crétacé

inférieur. Du côté de l'Europe, toutes les futures unités briançonnaises internes et piémontaises *s.s.* portent l'empreinte de la discordance du Jurassique moyen. Elles ne peuvent être différenciées à cette époque ; elles appartiennent à une même marge passive achevée.

Le point le plus remarquable de cette évolution demeure le développement généralisé, aussi bien sur la marge que dans l'océan, à la limite Jurassique - Crétacé, de calcaires à grain fin. Cet épisode estompe au moins momentanément la différence paléogéographique marge-océan.

Aucune preuve litho-stratigraphique ne permet enfin d'accréditer une poursuite de l'expansion océanique.

2. 3. 3. 2. La fermeture de l'océan téthysien

Avec le « Crétacé moyen », une paléogéographie nouvelle se met en place, liée à une profonde modification de la cinématique des plaques [la « révolution du Crétacé moyen », Olivet *et al.*, 1982, cf. plus loin].

Une puissante sédimentation de type flysch, riche en produits de remaniement d'origine mixte, continentale et océanique (olistolites, brèches et arénites siliceuses, dolomitiques et basique-ultrabasiques) se développe dans un ou plusieurs bassins qui intéressent à la fois l'aire océanisée (futures unités liguro-piémontaises) et l'extrême bordure de la paléomarge européenne (futures unités piémontaises *s.s.*).

Ce premier type de schistes lustrés, dans lesquels une microfaune planctonique du Cénomano-Turonien a pu être mise en évidence [Marthaler *et al.*, 1986 ; Deville, 1987 ; Fudral *et al.*, 1987], témoigne en faveur d'une tectonique importante, de nature compressive. Il souligne le début de la fermeture de l'océan téthysien attestée par ailleurs par les âges radiométriques des minéraux de métamorphisme de haute pression-basse température mesurés aussi bien sur des matériaux de la marge que sur ceux de l'océan et situés la plupart du temps vers 100-110 Ma. De cette époque date la première ceinture métamorphique alpine.

En contraste, sur le reste de la bordure de la paléomarge européenne (futures unités briançonnaises internes), une sédimentation pélagique se poursuit, aux brèches catastrophiques de la Tsanteleina près [Ellenberger, 1958 ; Marion, 1984 et Deville, 1987].

La collision est vraisemblablement réalisée peu avant la fin du Crétacé supérieur. Elle est en tout cas scellée par un deuxième type de schistes lustrés, dépourvus d'éléments détritiques ophiolitiques, les Schistes lustrés de la Pointe de Grand Vallon, datés paléontologiquement du Crétacé terminal [Deville, 1987]. Cette étape s'intègre dans le cadre général de celle qui préside au dépôt du Flysch à helminthoïdes (d'âge fini-Crétacé) ; elle est contemporaine d'une deuxième ceinture métamorphique réalisée en condition HP-BT et datée radiochronologiquement vers 80-65 Ma.

3. – EVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

Trois zones de métamorphisme peuvent être séparées :

3. 1 Les principaux repères métamorphiques

Pendant le cycle alpin, l'ensemble des unités du secteur étudié a connu une histoire métamorphique polyphasée [Saliot, 1973 ; Bocquet, 1974 ; Saliot *et al.*, 1980 ; Caby *et al.*, 1978 et Pognante, 1980].

Ces métamorphismes, dont l'apex appartient aux domaines de la haute pression, se superposent localement à un métamorphisme plus ancien, pré-alpin.

3. 1. 1. Les assemblages minéralogiques

3. 1. 1. 1. Les témoins d'un métamorphisme anté-alpin

Dans les diverses écaillés de cristallin de la frange Nord du Massif de Dora Maira, des reliques sporadiques d'assemblages pré-alpins sont signalées par Bortolami et Dal Piaz [1970] ou par Pognante [1980]. Ces auteurs s'appuient sur les descriptions d'associations pré-alpines du faciès amphibolite mises en évidence, d'une part, dans les massifs cristallins du domaine briançonnais, c'est-à-dire dans le massif d'Ambin (micaschistes du « Groupe de la Clarea ») et dans le massif de l'Arpont (« série grise des micaschistes de l'Arpont ») par Gay [1971] et Bocquet [1974 a et b], d'autre part, dans le massif du Grand Paradis, plus particulièrement dans l'encaissant para-dérivé des orthogneiss tardi-hercyniens, par Bertrand [1968], Callegari *et al.* [1969], Compagnoni *et al.*, [1974] et Dal Piaz et Lombardo [1985].

Il s'agit en général d'assemblages à biotite, grenat, muscovite et hornblende. La sillimanite n'a été reconnue que dans le massif du Grand Paradis.

Leur développement est généralement rapporté au cycle hercynien (cf. chapitre Rappel des données radiochronologiques, 3. 1. 2.).

3. 1. 1. 2. Les assemblages alpins

A. Le métamorphisme alpin de haute pression

Il est plurifacial, polyphasé et affecte la totalité des unités. Sur la carte des métamorphismes (fig. 75), il apparaît clairement que les limites des diverses zones correspondent en général aux contacts tectoniques majeurs. Ces derniers présentent par ailleurs une géométrie relativement simple, montrant qu'il s'agit de cisaillement relativement tardifs.

a. Faciès éclogitique repris en faciès schiste vert

- les éclogites sont développées dans la partie la plus orientale du secteur et affectent les unités structurales les plus basses (unités piémontaises s.s. et unités liguro-piémontaises inférieures).

- les assemblages HP remarquables sont à omphacite, grenat \pm glaucophane \pm zoïsite \pm paragonite \pm chloritoïde \pm rutile dans les metabasites ; à jadéite + quartz dans les lithologies plus acides et à phengite, grenat, \pm chloritoïde \pm glaucophane dans les micaschistes et les calcschistes. En outre, Chopin [1979, 1981] signale des associations à talc-chloritoïde-grenat, glaucophane-chloritoïde et talc-phengite dans certaines roches siliceuses.

- les conditions thermodynamiques de la recristallisation sont proches dans les différentes unités tectoniques, notamment en ce qui concerne les températures : $T = 500 \pm 50^\circ\text{C}$ et $P = 13-18$ Kbar pour les metabasites des unités liguro-piémontaises inférieures [Pognante et Kiénast, 1987 ; Pognante, 1989] ; $T = 500 \pm 50^\circ\text{C}$ et $P > 9-10$ Kbar pour le socle gneissique de Dora Maira [Pognante et Sandrone, 1989] ; T de l'ordre de $450-500^\circ\text{C}$ à des pressions supérieures à 10 Kbar et généralement comprises entre 12 et 16 Kbar [Kiénast et Ballèvre, 1986 ; Ballèvre, 1988 ; Biino et Pognante, 1989] pour le massif du Grand Paradis. - Pour Chopin [1981], en dépit de la minéralogie similaire des paragenèses critiques de l'unité piémontaise du Grand Paradis et des unités liguro-piémontaises sus-jacentes, divers arguments chimiques montrent que le métamorphisme était plus sévère dans le socle, la pression en particulier y étant plus élevée.

b. Faciès schiste bleu de basse température repris en faciès schiste vert

- Ils affectent essentiellement les plus hautes unités structurales des Schistes lustrés (unités liguro-piémontaises supérieures et unité de la Pointe du Grand Vallon).

- les assemblages HP comprennent phengite et lawsonite dans les micaschistes et les calcschistes, et jadéite \pm quartz dans quelques roches plus acides.

- en Vanoise interne, l'apex de ce métamorphisme est situé vers $T = 300-320^\circ\text{C}$ et $P = 6$ Kbar et appartient au faciès à Fe-Mg carpholite-chloritoïde défini par Goffé [1982].

c. Faciès schiste bleu superposés (?) repris en faciès schiste vert

Les matériaux des unités liguro-piémontaises médianes paraissent bien offrir deux assemblages HP

superposés, de faciès schiste bleu. L'un est de basse température, l'autre, de haute température. Dans le premier cas, les assemblages comprennent glaucophane, lawsonite \pm zoisite \pm pumpellyite dans les metabasites, phengite et lawsonite dans les micaschistes et les calcschistes, enfin jadéite \pm quartz dans quelques roches plus acides. Dans le second cas, les paragenèses sont à glaucophane, zoisite et grenat dans les metabasites, à phengite, grenat et jadéite dans les micaschistes et les gneiss.

Toutefois, il apparaît que la distribution de chacun de ces faciès n'est pas homogène. L'empreinte HP-HT est majeure à la base ou vers la base des unités de Schistes lustrés médianes (matériel riche en micaschistes, gneiss et calcschistes). En revanche, l'empreinte HP-BT apparaît nettement dans le reste des unités médianes.

B. Le métamorphisme alpin de basse pression

De faciès schiste vert, il se surimpose aux paragenèses de haute pression mais montre une distribution irrégulière. Il conduit à des associations minérales à albite, chlorite, épidotes, actinote \pm biotite verte \pm stilpnomélane. Les conditions de cristallisation de ces assemblages rétrogrades ont été estimées à $400^\circ < T < 500^\circ\text{C}$ et $P < 56 \text{ Kbar}$ [Chopin, 1979 ; Pognante, 1984].

3. 1. 2. Rappel des données radiochronologiques

Les données radiochronologiques font plutôt défaut dans le secteur étudié. En revanche, pour des raisons d'ordre varié, elles sont beaucoup plus nombreuses dans les secteurs qui bordent géographiquement celui-ci. L'une des raisons tient sans doute à la plus grande abondance de lithologies favorables. Nous nous appuyerons fondamentalement sur ces données.

* Les assemblages reliques anté-alpins offrent tous des âges anté-namuriens [micas blancs des micaschistes du Groupe de la Clarea dans le massif d'Ambin à 300-320 Ma, méthode K-Ar, Bocquet *et al.*, 1974 - biotite du Groupe de la Clarea à 340-360 Ma, méthode $40\text{Ar}-39\text{Ar}$, Monié, 1990].

* Les métamorphismes alpins de haute pression.

- les assemblages éclogitiques des unités piémontaises s.s. et liguro-piémontaises inférieures fournissent des âges compris entre 90 et 65 Ma. Ces métamorphismes éo-alpins ont été obtenus par la méthode K-Ar sur des micas et des amphiboles ou par celle des isotopes de l'Argon sur des phengites. Certains âges de traces de fissions déterminés par Carpena [1984, 1985] dans le massif du Grand Paradis à partir de zircons, chronomètres de relativement basse température, s'inscrivent aussi dans cet intervalle.

- Quant aux minéraux HP des unités liguro-piémontaises médianes et supérieures, les données

radiochronologiques manquent. Tout au plus peut-on penser qu'ils appartiennent, au moins pour certains, à l'intervalle 90-65 Ma [Dewille, 1987 ; Dewille *et al.*, 1990 et 1991].

Compte tenu de la structuration commune du matériel de ces unités et de celui des unités briançonnaises internes, on admettra également l'existence d'un métamorphisme HP d'âge méso-alpin dans ces unités médianes. Rappelons, en effet, que les minéraux HP, de faciès schiste bleu, des unités briançonnaises internes devraient appartenir pour le moins au Tertiaire basal compte tenu du fait que la série briançonnaise se développe jusqu'à l'Eocène inférieur au moins. Certains groupes d'âges obtenus sur ces matériaux se situent effectivement dans l'intervalle 38-40 Ma [événement méso-alpin ou alpin s.s. ; Bocquet *et al.*, 1974 ; Chopin et Maluski, 1978 et 1980].

* Le métamorphisme alpin de basse pression.

Marquant l'évolution rétrograde des divers assemblages HP son âge est nécessairement tertiaire finio-cène et oligocène probable [âges néo-alpins, Hunziker *et al.*, 1992].

La figure 76 résume les trajets P.T.t vraisemblables de chacune des unités lithostratigraphiques.

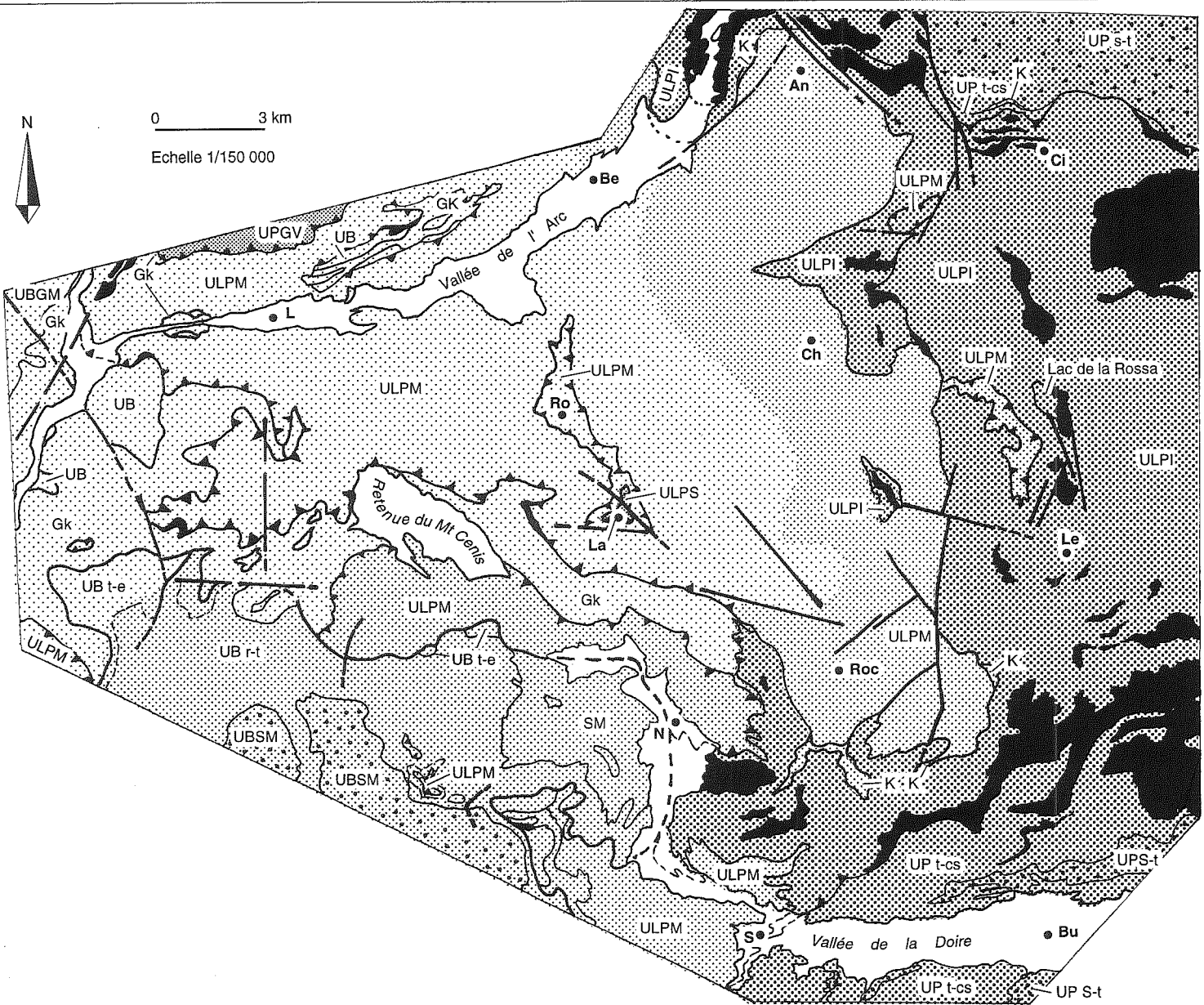
3. 1. 3. Conclusions

* Le diagramme de la figure 76 révèle des évolutions métamorphiques contrastées :

- dans l'espace, tout d'abord. Les unités piémontaises s.s. et liguro-piémontaises inférieures ont atteint le domaine des éclogites alors que toutes les autres unités liguro-piémontaises et briançonnaises internes ne dépassent pas le champ du faciès schiste bleu.

- dans le temps, ensuite. Les unités liguro-piémontaises supérieures ainsi que les unités briançonnaises internes n'ont été métamorphosées qu'à partir du Tertiaire basal alors que toutes les autres unités, notamment les unités piémontaises s.s. et liguro-piémontaises inférieures sont affectées dès le Crétacé supérieur par des recristallisations de haut grade, HP-BT.

* Un autre caractère apparaît clairement : le parcours rétrograde des unités ayant atteint les conditions métamorphiques les plus sévères, est marqué par une remarquable décompression sous faible variation de température. Les recherches en cours actuellement tendent toutefois à démontrer qu'au cours de la décompression une augmentation significative de la température a pu se produire. A propos du massif du Grand Paradis par exemple, Borghi *et al.*, [1990 et 1992], signalent une augmentation de température de 80° pour une baisse de pression de 2 Kbar au cours de la phase méso-alpine [Cf. aussi J. Bouffette, 1993]. Une telle évolution est liée aux processus d'érosion, mais aussi vraisemblablement aux tectoniques de réajustement, en extension.



Cadre litho-structural

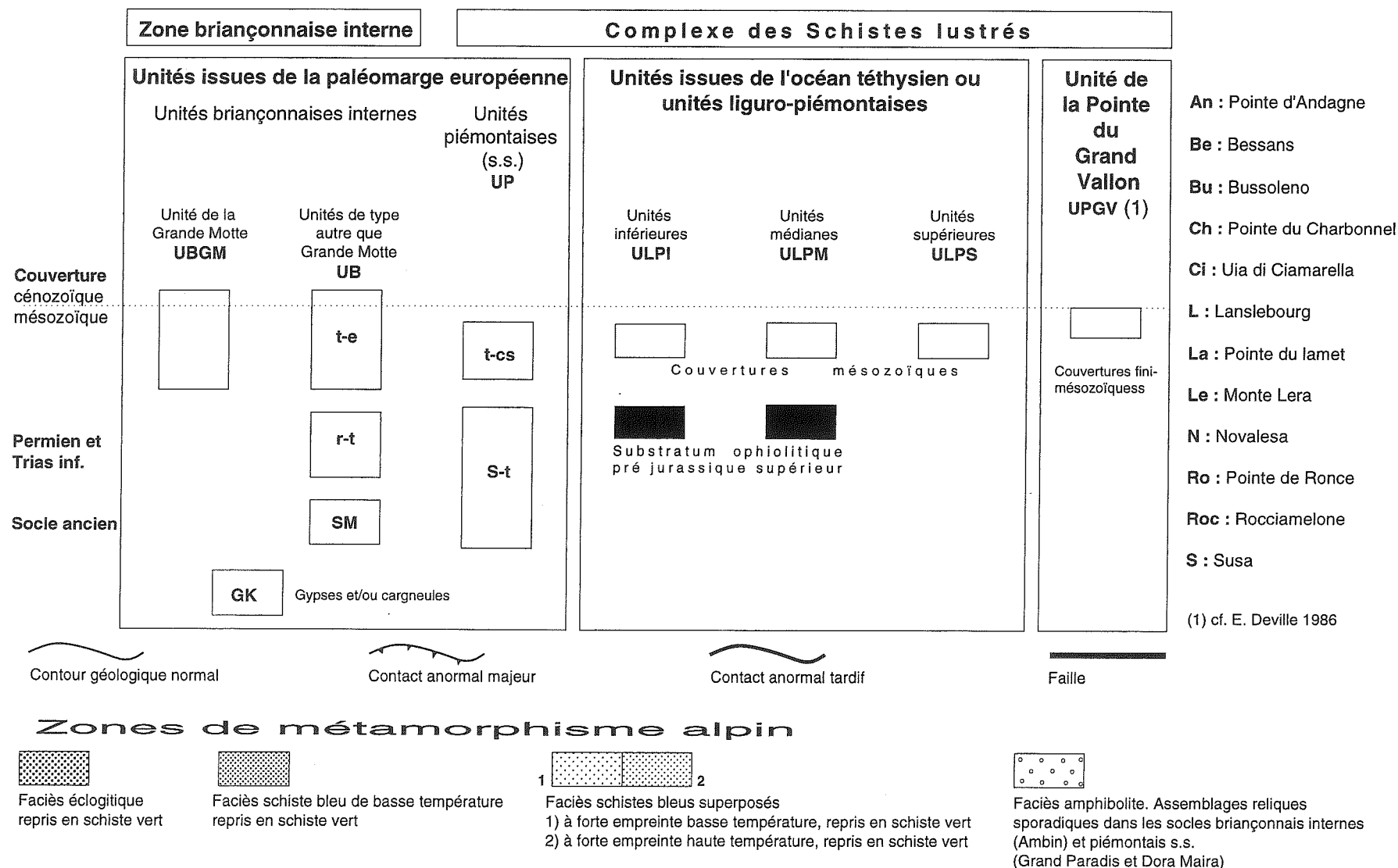
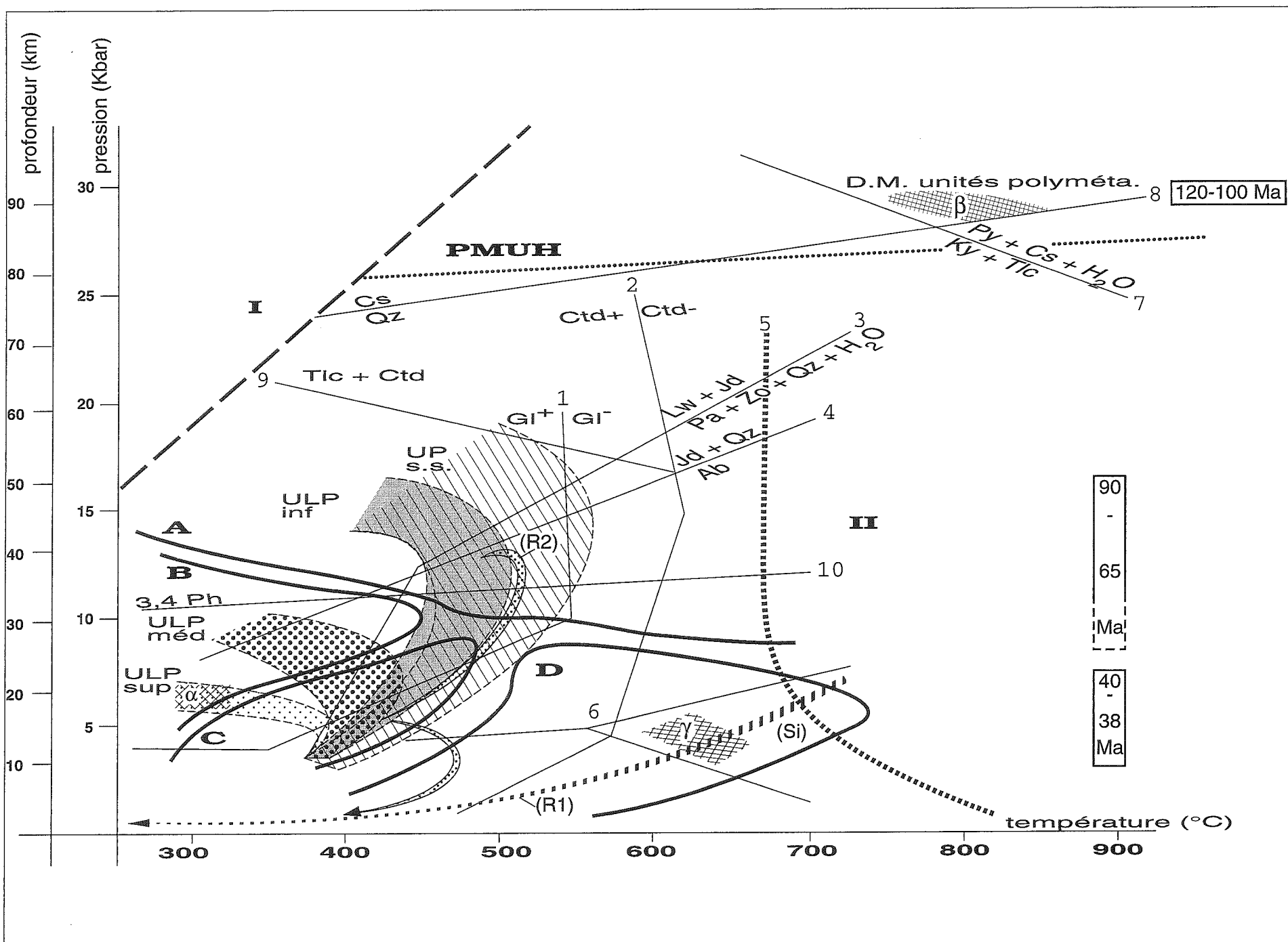


FIG. 75. – Schéma des zones de métamorphisme alpin.



(D'après les données de Ballèvre, 1988 ; Bertrand, 1968 ; Biino et Pognante, 1989 ; Bocquet, 1974 ; Borghi et al., 1992 et 1994 ; Chopin, 1981, 1984 et 1987 ; Gillet et al., 1985 ; Goffé, 1975 et 1982 ; Goffé et Velde, 1984 ; Kiénast et Ballèvre, 1986 ; Kiénast et Lombardo, 1987 ; Monié, 1990 ; Monié et Chopin, 1991 ; Pognante, 1984, 1989 et 1991 ; Pognante et Kiénast, 1987 ; Pognante et Sandrone, 1989 ; Saliot, 1986).

I. Domaine non réalisé dans la nature ; II. Domaine de l'anatexie

PMUH : Pression métamorphique ultra-haute

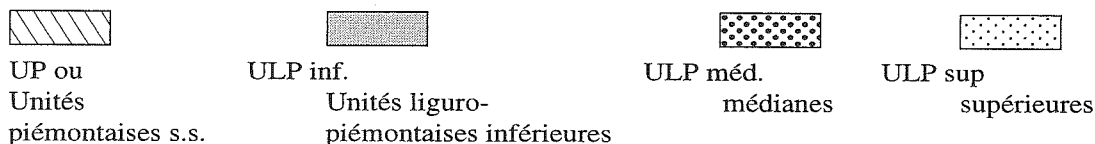
A, B, C et D : Champs des faciès minéraux du métamorphisme.

A : Faciès des éclogites ; B: faciès schiste bleu ; C: faciès schiste vert et D: faciès amphibolite.

1. Limite de stabilité du glaucophane (Gl) (Maresch, 1977).
2. Limite de stabilité du chloritoïde (Ctd) (Vuichard et Ballèvre, 1988).
3. Zoïsité + Paragonite + Quartz + Eau \rightleftharpoons Lawsonite + Albite ou Lawsonite + Jadéite (Heinrich et Althaus, 1988).
4. Albite \rightleftharpoons Jadéite + Quartz (Holland, 1980).
5. Solidus granitique (x H₂O = 0,4%) (Holdaway et Lee, 1977).
6. Point triple des polymorphes Al₂ Si O₅ (Si = Sillimanite).
7. Kyanite + Talc \rightleftharpoons Pyrope + Coésite + H₂O (Chopin, 1984).
8. Quartz \rightleftharpoons Coésite (Chopin, 1984).
9. Limite de stabilité de l'assemblage Talc + Chloritoïde (Vuichard et Ballèvre, 1988).
10. Courbe des phengites substituées 3,4 (Massone et Schreyer, 1987).

Le quadrillage (α) souligne la position de la zone à Carpholite.

Pour mémoire, ont été positionnées en (β), les roches cristallines pré-alpines ayant connu à l'alpin les conditions de P et de T les plus fortes établies à ce jour dans les Alpes (Complexe de Brossasco-Isasca du socle Dora Maira sud) et en (γ), les assemblages métamorphiques reliques pré-alpins des protolithes prégranitiques des socles internes de Vanoise orientale (briançonnais et par extension piémontais s.s.).



N.B.: Les chemins rétrogrades du massif du Grand Paradis figurent en (R1) et (R2) sur ce schéma.

(R1) chemin rétrograde fini-paléozoïque. A l'aube des temps mésozoïques, l'ensemble du matériel participe à la pénélaine anté-permo-triasique.

(R2) chemin rétrograde post-Crétacé supérieur selon Borghi et al., 1992 et 1994. La caractéristique essentielle de ce parcours est l'augmentation de température pour une faible décompression au cours de la phase mésoalpine.

FIG. 76. – Trajets P-T-t des différentes unités lithostructurales.

3. 2. Les structures tectoniques

Le schéma structural et les coupes géologiques (pl. hors-texte 1 et 2) révèlent un édifice structural complexe formé par la superposition de plusieurs générations de structures. Sécantes les unes par rapport aux autres, elles peuvent être datées relativement. Des plus jeunes aux plus anciennes, c'est-à-dire dans l'ordre rétrotectonique, nous distinguerons successivement :

- Les structures post-schisteuses. Tardives dans l'évolution structurale de la chaîne elles appartiennent au niveau structural superficiel et consistent en plans de fracture d'origine variée, en voussures à grand rayon de courbure et chevauchements superficiels. Tardi à néotectoniques donc, ces structures conditionnent le cadre géomorphologique du secteur étudié.

- Les structures synschisteuses. Il s'agit de structures pénétratives symmétamorphes, pré et syn-épaississement crustal, induites par deux événements majeurs dans l'histoire de la chaîne, la résorption de l'aire océanisée téthysienne et la collision. Elles confèrent aux roches de la région le cachet si particulier du calcschiste ou plus généralement des Schistes lustrés. Il s'agit aussi de structures post-épaississement crustal, de plus faible ambiance métamorphique.

- Les structures pré-schisteuses. Difficiles à déchiffrer elles peuvent malgré tout, dans certains cas, être reconstituées à partir du message sédimentaire.

3. 2. 1. Les structures post-schisteuses

3. 2. 1. 1. La fracturation récente

Une multitude de petites fractures découpent l'édifice structural plissé et métamorphisé. Par ailleurs, deux couloirs de fracturation majeurs limitent pour partie le secteur étudié. Dans un premier temps, nous dresserons un bilan des données disponibles concernant ces deux couloirs. En effet, bien que n'ayant pas été spécifiquement étudiés, ils jouent un rôle morphologique et structural important et leur intégration dans l'ensemble des objets structuraux décrits ici permettra d'obtenir une image plus complète du cadre structural régional.

A. Le couloir Modane-Termignon - Ruisseau de la Chavière

Il est orienté SW-NE (N 50° à N 70°) et emprunté par la vallée de l'Arc à l'aval de Termignon. Souligné par d'énormes amas de gypse et de cargneules il est généralement considéré en ces points comme l'un des éléments du front de charriage des nappes de Schistes lustrés. Les observations qui suivent militent à l'inverse

en faveur d'un plan de fracture, normal à listrique, effondrant le compartiment Est - Sud-Est.

. Au Sud-Ouest, dans la région de Modane, les coupes dressées dans le tunnel ferroviaire du Fréjus (1858-1870) sont sans équivoque (fig. 77). En 1871 toutefois, dans une très longue note à l'Académie des Sciences, Elie de Beaumont reviendra sur l'existence de cette faille et écrira : «... il est évident que toutes les roches traversées par le tunnel, malgré quelques accidents partiels et d'une importance secondaire, constituent un tout unique et appartiennent à une seule et même grande formation ». Il est vrai qu'à l'époque les problèmes structuraux des zones internes demeuraient mal perçus.

Le tunnel routier récemment achevé n'offre toutefois pas les mêmes certitudes. Si la figure 78, qui reproduit l'interprétation du contact Schistes lustrés - Zone houillère, révèle bien un ou deux contacts anormaux à fort pendage vers l'ouest évoquant une ou deux fractures majeures, le dessin montre aussi des structures de type plicatif, communes aux matériaux de la Zone houillère et à ceux du complexe des Schistes lustrés. Sans doute des glissements secondaires et superficiels masquent-ils l'organisation réelle du versant.

. Au Nord-Est, à l'autre extrémité, Deville [1987, p. 189] décrit un couloir de fracturation à rejet vertical important et compartiment est effondré, sous le nom de faisceau de failles du ruisseau de la Chavière. Ce couloir juxtapose l'unité de l'Arpont, essentiellement formé de matériel anté-alpin, d'appartenance briançonnaise interne, aux unités océaniques médianes du complexe des Schistes lustrés. De part et d'autre de l'accident les foliations ont des pendages opposés. Elles plongent à l'ouest vers l'est ; à l'ouest elles s'inclinent vers l'est.

. Entre ces deux extrémités divers phénomènes jalonnent ce couloir.

Il s'agit tout d'abord des imposants affleurements d'évaporites et de cargneules dont le volume considérable surprend ici. L'idée de rapporter de telles masses, pour partie à une tectogenèse tardive distensive affectant les évaporites des contacts chevauchants majeurs est à considérer. L'abaissement des pressions au toit de masses de sel, au cours de l'individualisation de diverses marges actuelles et fossiles est un phénomène reconnu. Il favorise l'ascension des dépôts salifères. On lui rapporte l'halocinèse précoce sur la marge téthysienne alpine [Masclé *et al.*, 1986 ; Masclé *et al.*, 1988].

. Il s'agit ensuite des spectaculaires petits plis qui affectent les alluvions interglaciaires affleurant largement en rive droite de l'Arc, face au hameau du Verney (Bramans). Ces plis décimétriques à métriques (photo 17), d'axes N 35° à N 40°, plus ou moins parallèles à l'axe de la vallée sont dissymétriques et à vergence vers la vallée. Ils soulignent une flexure à regard est, compatible avec l'abaissement du compartiment est du couloir de fracturation.

. Enfin, de nombreuses petites fractures subverticales,

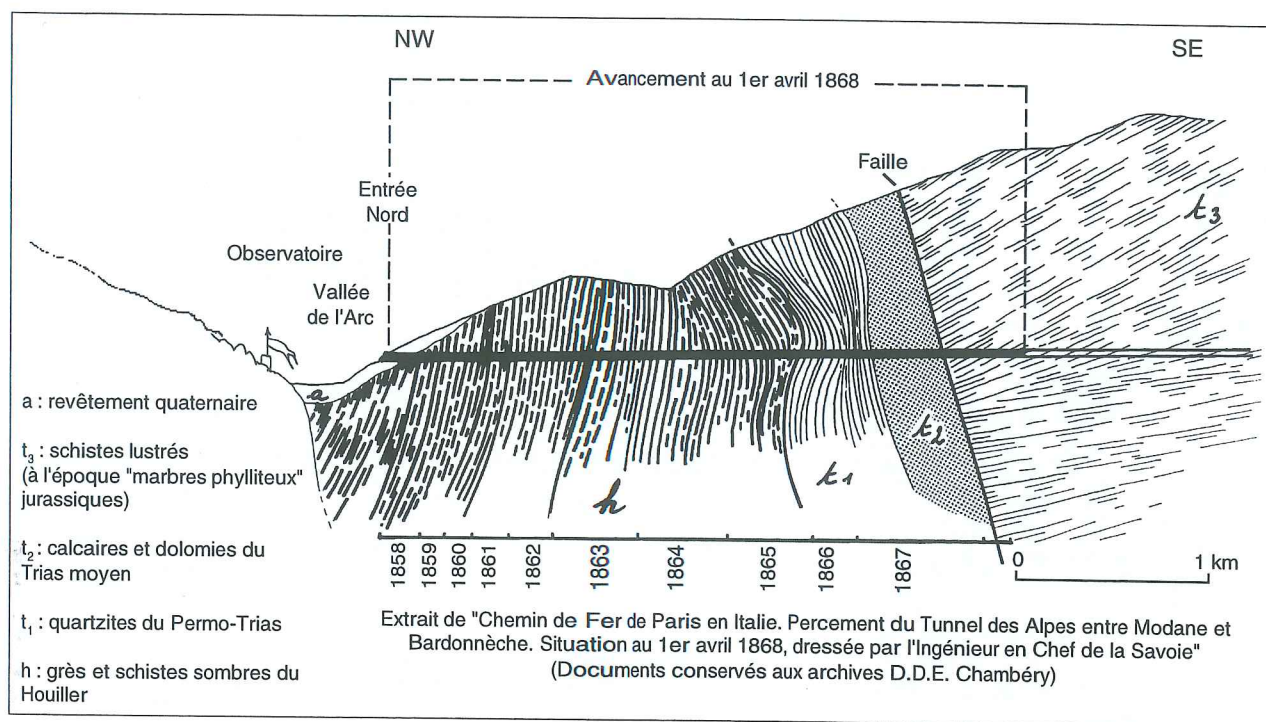


Fig. 77. – Coupe géologique de l'entrée nord du tunnel ferroviaire du Fréjus.

effondrent les Schistes lustrés vers la vallée, en rive gauche de l'Arc, à l'aplomb de Modane. Cet ensemble de structures accrédi terait l'existence du graben de Maurienne [Rampoux N., 1987].

En définitive de nombreux arguments structuraux plaident en faveur de l'existence d'un grand accident à rejeu normal ou décrochant et normal, proche de la verticale, entre Modane et Termignon, conférant ici à la vallée de l'Arc une origine néotectonique (fig. 79).

B. Le couloir Isère-Italie-Dora Riparia (ou couloir Isidor)

Discontinu et moins marqué morphologiquement, il court de la vallée de la Doire près de Condove jusqu'aux environs de Bonneval sur Arc. Il se poursuit vraisemblablement jusqu'à Bourg-Saint-Maurice dans la vallée de l'Isère voire au-delà dans la vallée du Versoyen.

Orienté NW-SE (N 120° à N 140°), il abaisse, en général, le compartiment occidental.

Les principaux éléments structuraux qui permettent de l'individualiser sont les suivants (fig. 80).

Dans la vallée de la Doire, au Sud-Est, tout d'abord, les auteurs de la carte géologique Annecy au 1/250 000 mentionnent une grande fracture subverticale orientée N 120°, transverse à la vallée de la Doire passant à proximité de Condove. Une telle fracture figure aussi sur la Carta tettonica d'Italia au 1/1 500 000 [1980] et sur la carte tectonique de la France au 1/1 000 000 [1980]. Sur

cette dernière elle est très clairement représentée comme un décrochement dextre.

Des fractures de même orientation sont repérables vers le Nord-ouest, dans le prolongement de cette dernière, en particulier sur le versant est de la Bessanèse et en rive gauche de l'Arc près de Bonneval sur Arc. Dans ce dernier secteur la fracture principale éclate en patte d'oie, trois fractures subverticales parvenant jusqu'à l'Arc. Toutes admettent un abaissement du compartiment occidental. Il faut ensuite atteindre la région de Sainte Foy en Tarentaise en haute Isère pour retrouver des fractures similaires. Entre Sainte Foy en Tarentaise et le lac du Chevril, la morphologie en gradins de la rive gauche de l'Isère est liée à une fracturation subverticale de direction N 140° mettant en contact des Schistes lustrés avec le Paléozoïque du versant est du Mont Pourri [R. Marion, 1984]. L'analyse des stries selon la méthode des dièdres droits révèle une histoire polyphasée. A un mouvement décrochant dextre succéderait un jeu normal. On retrouve ici la composante dextre mise en évidence au Sud-Est dans la vallée de la Doire.

Enfin, au-delà de Bourg-Saint Maurice, vers le Nord, dans la vallée du Versoyen, on peut penser que les eaux des sources thermales de Bonneval les Bains effectuent leur remontée vers la surface grâce à ce système de fractures.

Au caractère polyphasé des mouvements s'ajoute le caractère très discontinu du tracé de ce couloir. La localisation des interruptions de tracé paraît être liée à des intersections de fractures. Dans la région de Bonneval sur Arc, le couloir ISIDOR venant du Sud, éclate en trois

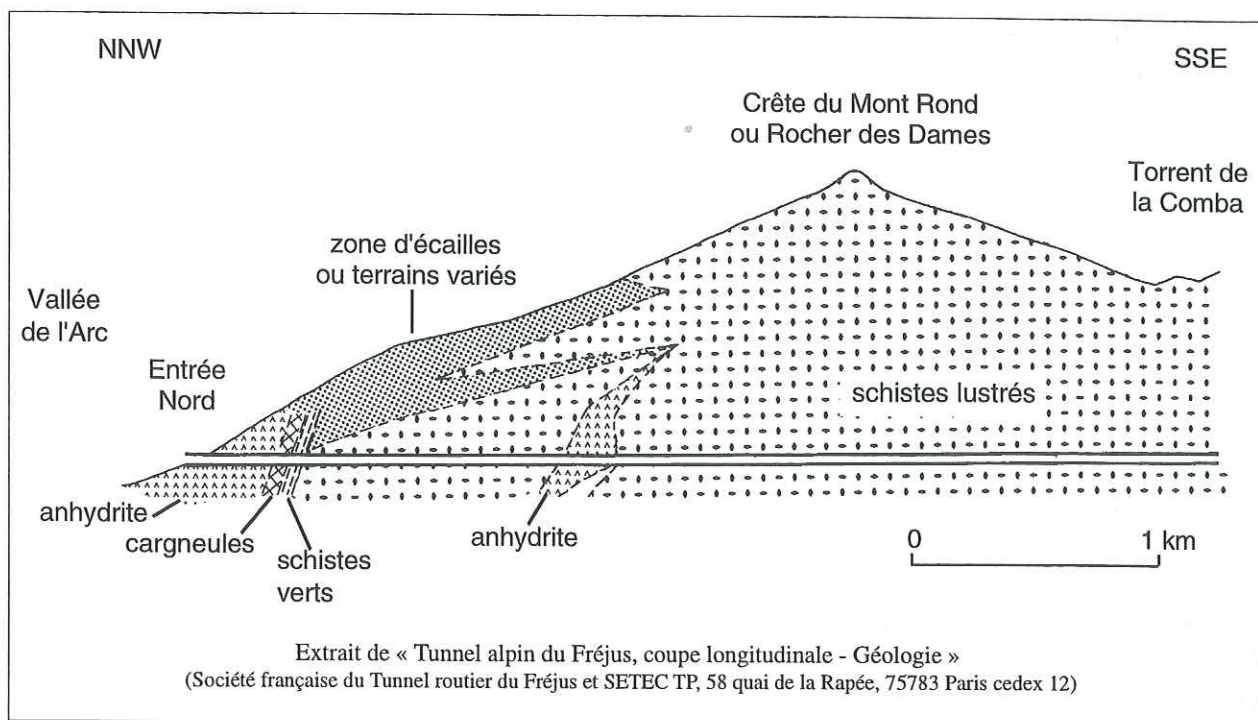


Fig. 78. — Coupe géologique de l'entrée nord du tunnel routier du Fréjus.

branches distinctes. Or, dans ce secteur, plus particulièrement entre Bessans et le replat d'Andagne, court une faille orientée N 35°. De la même façon, les fractures repérées en haute Isère ne sont plus matérialisées vers le Sud, au-delà de l'accident du Chardonnet, subperpendiculaire au couloir (fig. 80).

Enfin, l'âge de cette structure linéamentaire ne peut être qu'approché. Les premiers mouvements en décrochement sont postérieurs aux structures communes aux matériaux d'origine briançonnaise interne et au complexe des Schistes lustrés, c'est-à-dire postérieurs à l'Eocène moyen-supérieur. Pour R. Marion [1987, p. 153] ils interviendraient pendant le Miocène.

Si l'on replace ces deux couloirs dans le cadre de la fracturation de cette portion asismique de l'arc alpin, on peut, en guise de conclusion, esquisser quelques hypothèses sur la signification de ces couloirs. Sur la figure 80 ont été reportés, outre les limites du secteur étudié, le couloir Modane-Termignon-Ruisseau de la Chavière (A), le couloir Isidor (B), ainsi que les failles et accidents déjà décrits suivants :

- l'accident Modane-Chavière, sub-méridien [F. Ellenberger, 1958], noté (C1) ;
- les failles longitudinales de la Clarée et du Thabor [Barféty et Gidon, 1957] notées (C2) ;
- les failles du secteur du Mont Jovet [Lu Chia-Yu, 1985] notées (C3) ;
- la faille du Chardonnet-Val de Rhêmes [R. Marion, 1984] notée (D) ;
- enfin, la faille du col de la Vanoise, notamment décrite par E. Deville [1984] notée (E).

De ce schéma, deux types de mouvement apparaissent bien : transcurrents d'une part, normaux d'autre part. En dépit du manque de données chronologiques, il est possible de corréler ainsi les différents événements :

* un premier événement, transcurrent vers le Nord, affecterait l'ensemble rocheux compris entre les fractures longitudinales subméridiennes de bordure interne de la zone houillère d'une part et le couloir Isidor d'autre part (mouvements notés 1 sur les accidents C1 et B). Cet événement est compatible au moins localement avec une direction de raccourcissement maximum orientée N 120° (mouvement noté 1 analysé le long de l'accident C3 ; [Lu Chia Yu, 1985]).

Dans ce secteur du Mont Jovet, les fractures normales orientées NW-SE sont contemporaines de ce mouvement et induisent la création d'un graben à l'intérieur duquel seront conservés les Schistes lustrés du Mont Jovet (mouvement noté 1').

* un second événement transcurrent interviendrait ensuite. Il inverse le mouvement décrochant le long des failles majeures sub-méridiennes, de S-N il devient N-S (mouvement noté 2 sur les failles C2 notamment).

Et l'essentiel des mouvements normaux qui s'effectuent le long des failles A, B, D et E pourraient être contemporains ou prolongeraient ce second événement transcurrent (mouvements notés 3).

Cet ensemble de données, bien qu'incomplètes, permet de situer dans quel cadre s'effectue les déformations tardives crustales du secteur étudié s'intègre dans le modèle cinématique des Alpes post 37-38 Ma proposé par Ménard en 1988. Dans ce modèle en effet, les déplacements post-éocène moyen se décomposent, d'une

Le couloir de fracturation Modane-Termignon-Ruisseau de la Chavière

Situation des principaux jalons caractéristiques et
tracé probable du couloir

(Extrait de la carte topographique IGN à 1/100 000, Grenoble-Mont Blanc)

- F1 Faille de l'entrée nord du tunnel ferroviaire du Fréjus
 - F2 Fractures et amas d'anhydrite du tunnel routier du Fréjus
 - F3 Faisceau des failles du ruisseau de la Chavière
 - Principaux affleurements d'évaporites de la vallée de l'Arc entre Modane et Termignon
 - OO Principaux entonnoirs de dissolution entre Termignon et Sollières
 - P Mésoplis des alluvions interglaciaires de la rive droite de l'Arc face au village du Vernay
 - /// Failles normales du versant rive gauche de l'Arc face à Modane
 - ^ Pendage des foliations de part et d'autre de la vallée
- B : Briançonnais ; SL : Schistes lustrés

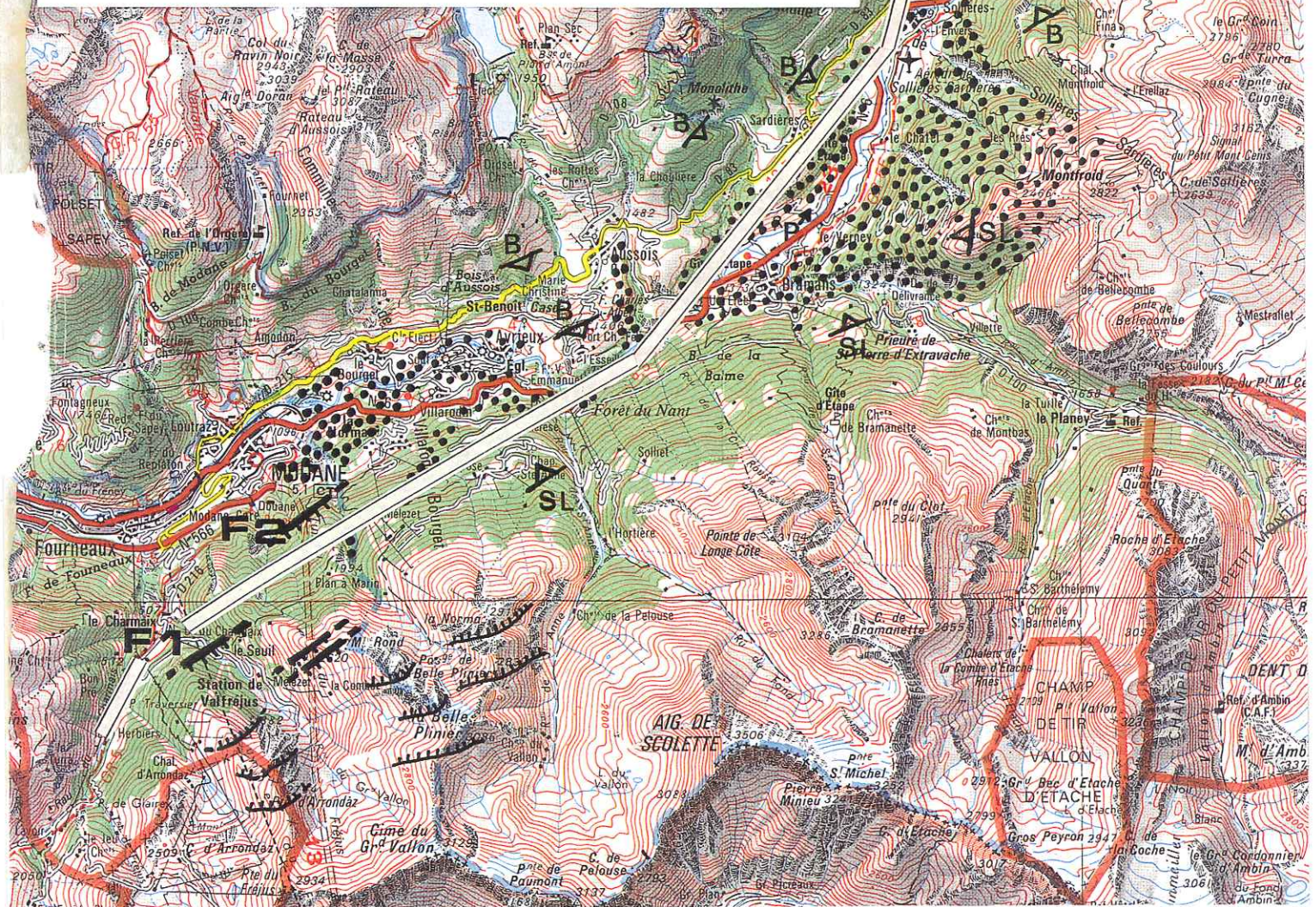


FIG. 79. – Le couloir de fracturation Modane - Termignon - Ruisseau de la Chavière.

**Les couloirs Modane-Termignon-Ruisseau de La Chavière et Isidor
dans le cadre régional de la fracturation.
Hypothèses sur l'évolution de la fracturation**

A: Couloir Modane-Termignon-Ruisseau de La Chavière.

B: Couloir Isidor.

C1: Accident Modane-Chavière (F. Ellenberger, 1958) ;

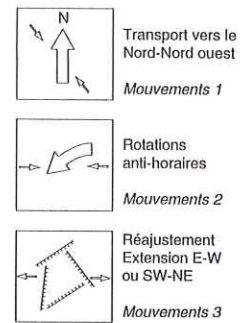
C2: Failles longitudinales Clarée-Thabor (Barféty et Gidon, 1975) ;

C3: Failles du Bonrieu, du col de la Grande Forcle et du Bois de la Cour (Lu Chia Yu, 1985) ;

D: Faille du Chardonnet-Val de Rhêmes (R. Marion, 1984) ; E: Faille du Col de la Vanoise (E. Deville, 1987).

Les limites du secteur étudié figurent en pointillé.

(Fond topographique extrait de la carte I.G.N. de la France à 1/250.000, feuille Savoie-Dauphiné n° 112).



Les petites flèches soulignent les directions maximales de raccourcissement ou d'allongement

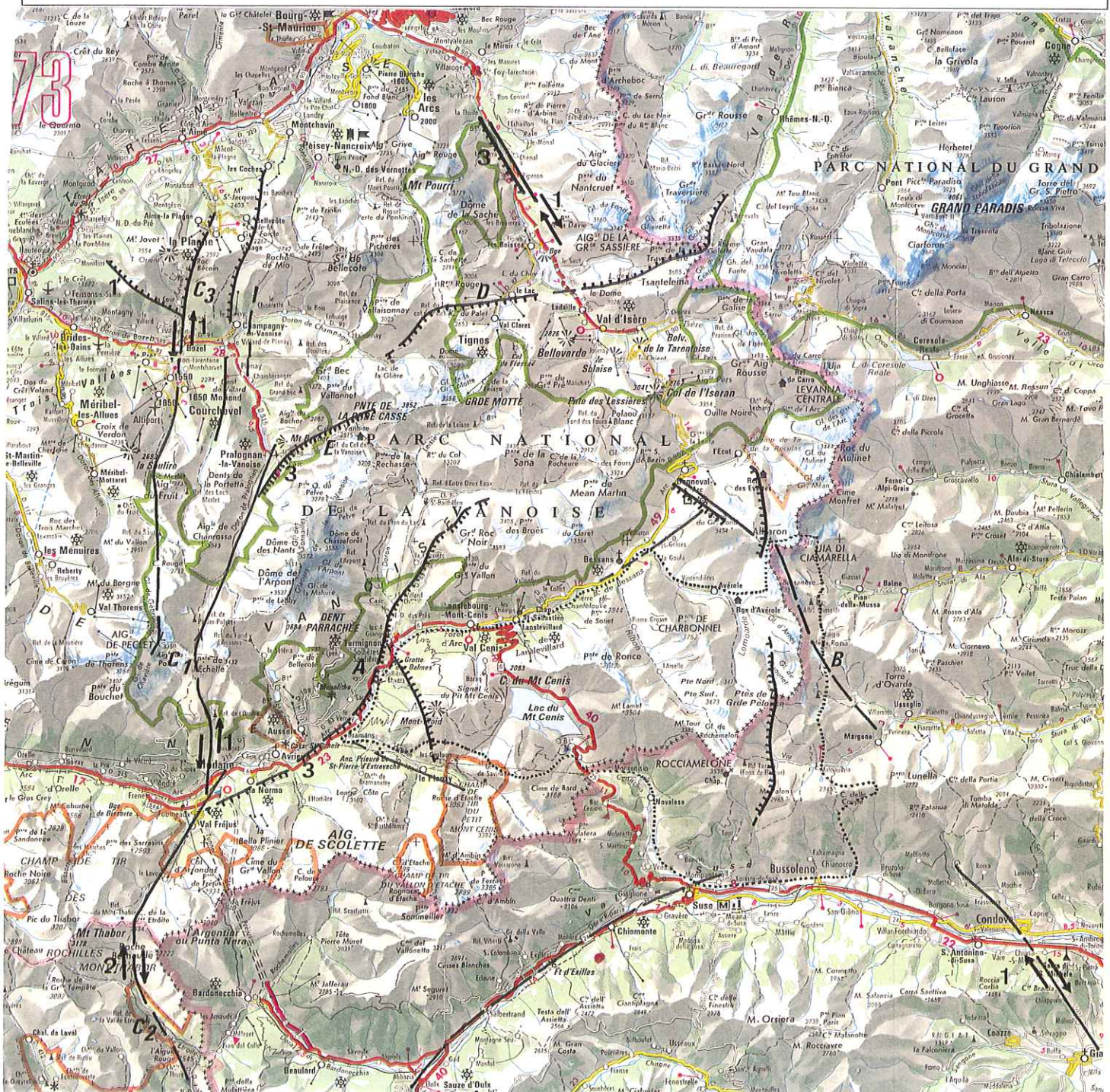


Fig. 80. – Les couloirs Modane-Termignon-Ruisseau de La Chavière et Isidor dans le cadre régional de la fracturation.

part en translations transversales à la chaîne, d'autre part et de manière synchrone, en rotations antihoraires (décrochements antihoraires et effondrements consécutifs).

C. Les autres familles de fractures

Il s'agit, pour la plupart, de failles normales, proches de la verticale et à faible rejet. Elles jouent un rôle structural secondaire et généralement un rôle morphologique limité. La figure 81 permet de tirer deux ensembles de conclusions. Tout d'abord les diverses fractures du secteur étudié se répartissent en quatre ou cinq familles distinctes :

- une famille de fractures d'orientation subméridienne (de N 160° à N 20°) ;
- une famille de fractures dont les orientations varient entre N 30° et N 50° ;
- un ensemble de fractures proches de E-W. Les unes calées vers N 60°-N 70°, les autres vers N 100°-N 110° ;
- enfin des fractures d'orientation proche de N 140°.

Ensuite, trois de ces directions apparaissent comme importantes, la première est subméridienne, la deuxième est proche de E-W et la troisième est calée vers N 140°.

● Les fractures subméridiennes offrent effectivement un maximum de développement. Toutefois ce résultat doit être relativisé car une seule de ces fractures est véritablement majeure. Il s'agit de la faille qui court du Mont Palon au Sud, jusqu'au glacier du Baounet au Nord (cf. carte et schéma structural en pl. hors-texte 1 ; cf. également la figure 80 sur laquelle cette fracture occupe le quart Est du secteur étudié). Subverticale et abaissant le compartiment Ouest, elle juxtapose généralement les Schistes lustrés de l'unité liguro-piémontaise inférieure à ceux des unités médianes. Elle paraît enfin recouper les fractures E-W et N 140°.

● Les fractures SW-NE, d'orientation comprise entre N 30° et N 50° demeurent peu nombreuses sur l'étendue du secteur étudié et restent difficiles d'interprétation. Leurs directions respectives conduisent à regarder ces structures, en première approximation comme des répliques du couloir de fracturation Modane-Termignon-Ruisseau de la Chavière.

● Les fractures proches de E-W, N 70° d'une part et N 110° d'autre part ont souvent un cachet récent. Il en va ainsi des multiples petites failles du secteur du col de Novalese, situé entre le Mont Tour et Rocciamelone [cf. en particulier la photo 27, p. 304, dans Forno et Massazza, 1987], ou bien de la faille Sud de la Pointe du Lamet. Il en va également ainsi de la faille de la Turra de Lanslebourg (photo 18).

Parallèle à l'axe de la vallée et inclinée vers le Nord, cette dernière découpe le versant rive gauche de l'Arc en abaissant le compartiment Nord. Elle favorise l'érosion

du versant par glissement et tassement successifs. Elle appartient à un groupe de trois failles dont la plus septentrionale a déjà donné lieu à un important glissement de terrain et dont la plus méridionale prédécoupe aussi le massif (fig. 82). Ces fractures ont des prolongements jusqu'aux abords de Bonneval sur Arc, notamment dans le massif d'Andagne. Il ne s'agit pas de structures de réajustement tardif de versant, postérieur au retrait glaciaire. Elles peuvent cependant jouer secondairement dans le rééquilibrage de ces versants de la Turra de Lanslebourg (fig. 87b). L'ensemble de ces fractures est en fait précoce. Elles jouent secondairement dans le rééquilibrage des versants.

● Enfin, les fractures NW-SE, calées vers N 140°, plus nombreuses et en nette relation avec des éléments morphologiques majeurs sont corrélables au couloir Isidor.

Quant aux origines de ces fracturations on peut avancer prudemment les hypothèses suivantes :

- il est classique de rapporter les directions N 50° et N 140° aux tectoniques crustales en décrochement finipaléozoïques. La direction N 50° est souvent qualifiée de varisque, la direction N 140° étant la direction armoricaine [cf. en particulier Boudon *et al.*, 1976] ;

- la direction subméridienne est vraisemblablement liée aux mouvements crustaux du début du Tertiaire, en compression N-S tout d'abord puis en extension E-W ensuite.

L'individualisation de multiples fossés et rifts intracontinentaux subméridiens dès la fin de l'Eocène et pendant l'Oligocène est une caractéristique majeure de toute la plate-forme de l'Europe de l'Ouest et du Nord [cf. en particulier Bergerat, 1985] ;

- quant aux fractures orientées N 70°-80° et N 100°-110°, elles forment un ensemble à part. Sans doute sont-elles proprement alpines. C'est en tous cas très vraisemblable notamment en ce qui concerne les fractures N 100°-110°. En effet, si l'on compare la rosace des directions de fractures tirée de notre travail (fig. 83) dans laquelle la direction N 100°-110° est remarquable, avec la rosace des longueurs cumulées des linéaments pour les Alpes entières d'une part et pour le massif central d'autre part (fig. 84), [extraite de la carte des linéaments de la France, Doc. BRGM n° 14] on ne peut que souligner l'importance, à l'alpin, de cette direction linéamentaire particulière.

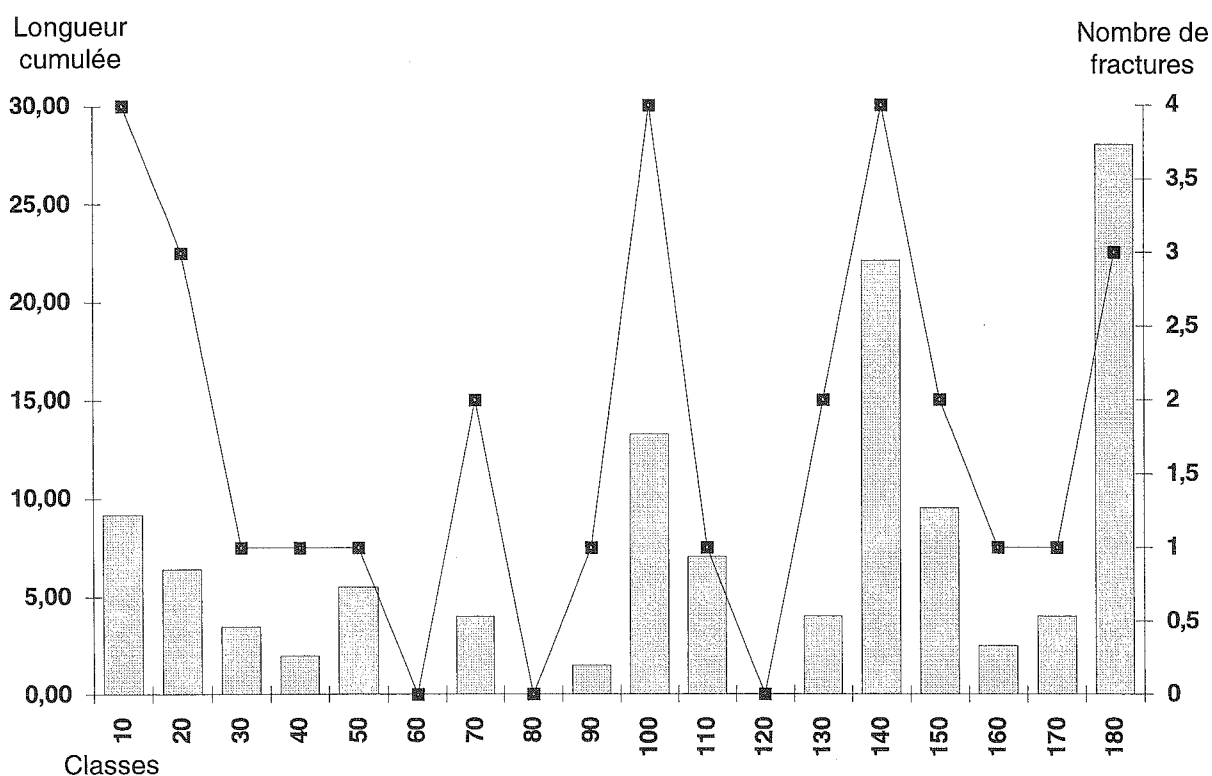
D. Conclusions sur la fracturation récente

Le trait dominant des principaux couloirs de fracturation situés en limites du secteur étudié est le polyphasage. Ils ont enregistré à l'alpin, une succession de mouvements, décrochants tout d'abord et sans doute vers le Nord, puis normaux et caractérisant une extension E-W ou SW-NE.

Les directions de ces couloirs se retrouvent au niveau

N°	Direction	Classe	Pendage	Direction du pendage	Longueur en cm
1	149	150	90		6,00
2	165	170	90		4,00
3	99	100	80	N	3,00
4	176	180	85	E	5,00
5	20	20	80	E	3,50
6	140	140	88	S	5,00
7	95	100	88	S	4,00
8	100	100	90		4,50
9	140	140	90		4,50
10	140	140	90		11,00
11	130	130	78	W	2,00
12	0	180	85		19,50
13	105	110	90	W	7,05
14	32	40	90		2,00
15	20	20	75	W	1,40
16	140	140	90		1,60
17	145	150	35	W	3,50
18	10	10	90		1,50
19	10	10	90		3,50
20	5	10	70	W	3,00
21	68	70	82	N	2,00
22	130	130	70	W	2,00
23	160	160	90		2,50
24	18	20	90		1,50
25	8	10	90		1,20
26	98	100	90		1,80
27	26	30	82	E	3,50
28	175	180	90		3,50
29	47	50	85	S	5,50
30	70	70	45	N	2,00
31	82	90	90		1,50

A : Tableau des fractures mesurées
(longueurs mesurées en cm sur le schéma structural, pl. hors-texte 1)



B : Histogramme des longueurs de fractures cumulées par rapport à la direction de ces fractures et Courbe du nombre de fractures par rapport à la direction de ces fractures

FIG. 81. – Les familles de fractures autres que celles des couloirs Modane-Termignon et Isidor.

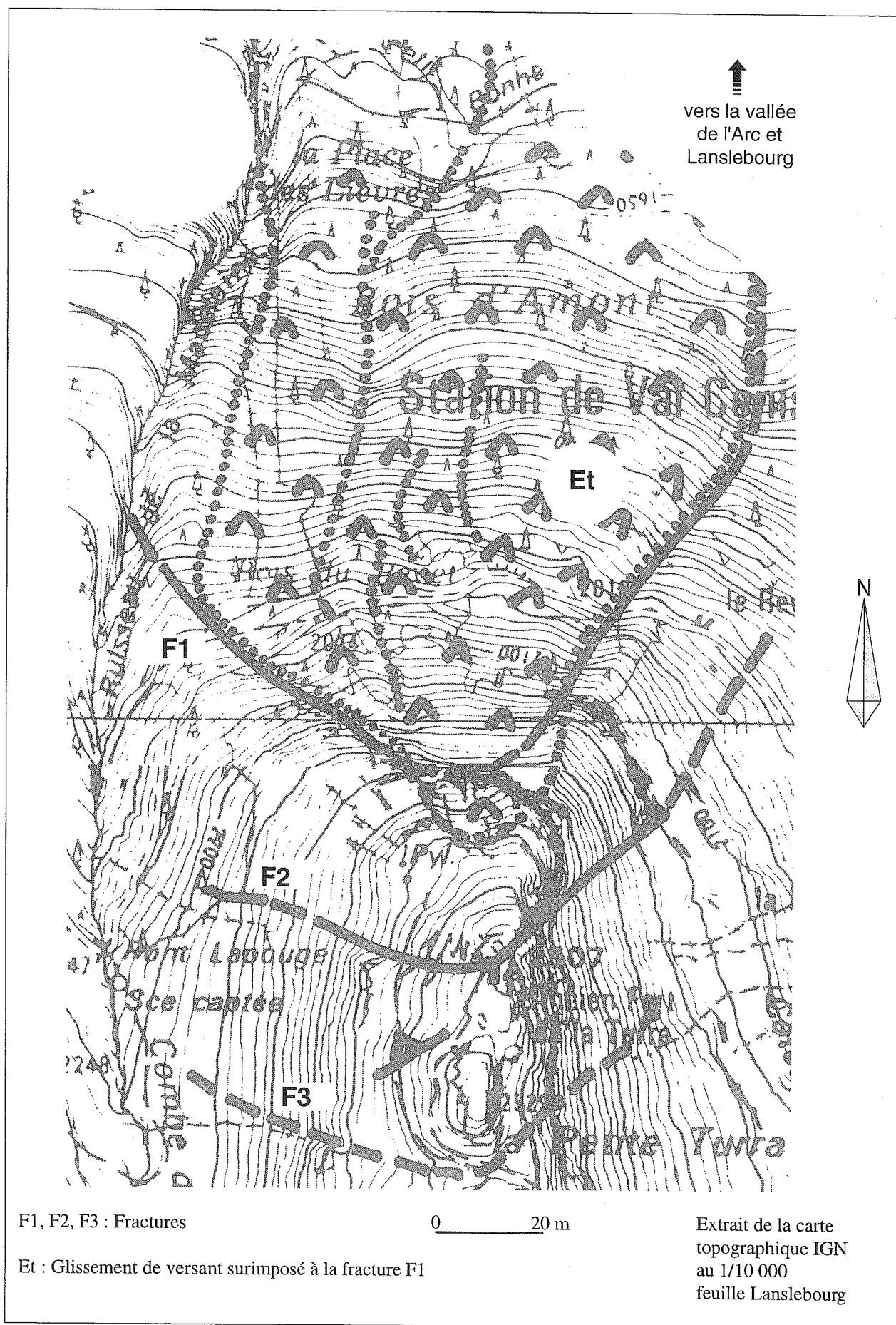


Fig. 82. – Fractures sensiblement E-W de la Turra de Lanslebourg.

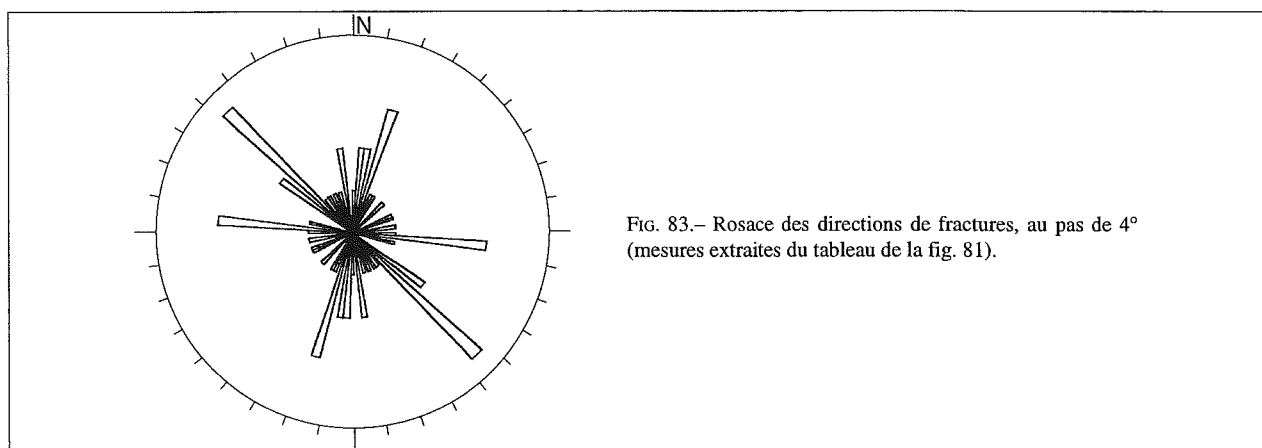
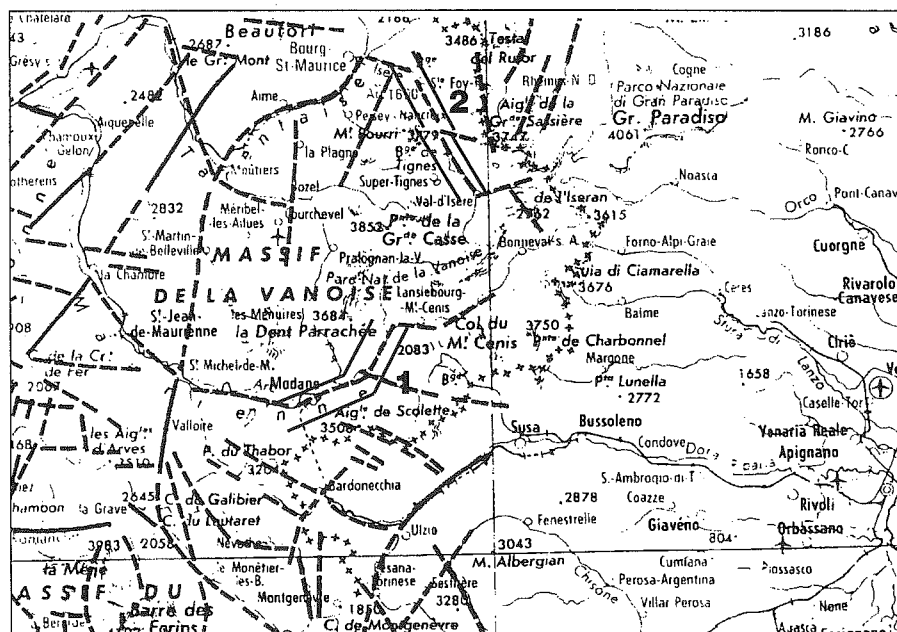


FIG. 83. – Rosace des directions de fractures, au pas de 4° (mesures extraites du tableau de la fig. 81).

A : Extrait de la carte à 1/100 000. Il est aisé de comparer le tracé, la longueur et la densité des linéaments mis en évidence sur cette carte avec ceux de la fracturation représentée sur le schéma structural et la carte à 1/50 000 du secteur étudié.

- Le couloir Modane-Termignon-Ruisseau de la Chavière (1) apparaît partiellement et curieusement dans sa partie la moins évidente.

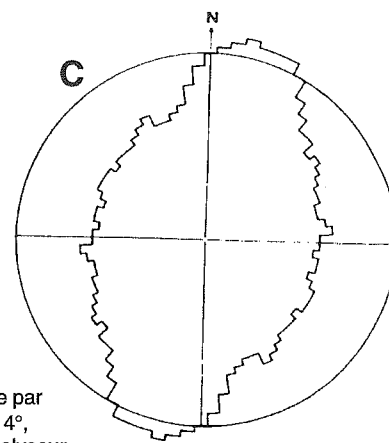
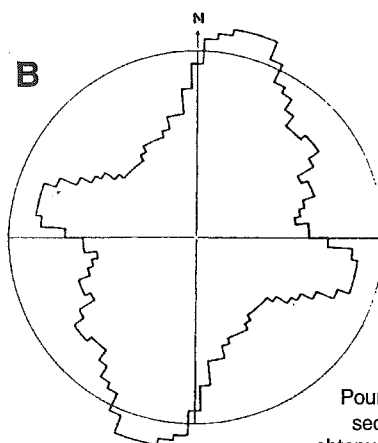
- Le couloir Isidor (2) est repéré dans son cours tarin seulement. Sans doute les limites frontalières ont-elles nui à l'interprétation du tracé méridional de ce couloir. - Le couloir sub-méridien Modane-Chavière en revanche, n'apparaît pas du tout.



A

B : Rosace des longueurs cumulées des linéaments pour les Alpes entières.

C : Rosace des longueurs cumulées des linéaments pour le Massif Central.



Pourcentage par secteur de 4°, obtenu par l'analyseur quantitatif d'images QTM 720

De la comparaison de ces deux diagrammes, il ressort un caractère remarquable pour les Alpes, c'est l'importance d'une direction linéamentaire particulière comprise entre N100° et N110°.

FIG. 84. – Extrait de la carte des linéaments de la France [document BRGM n°14].

de la fracturation secondaire. Dans ce dernier cas toutefois une autre direction ressort bien des analyses statistiques : la direction N 100-110° qui pourrait résulter des tectoniques proprement alpines internes tardives.

3. 2. 1. 2. *Les voissures tardives à grand rayon de courbure*

Les socles anté-alpins de l'Arpont et d'Ambin d'une part, du Grand Paradis et de Dora Maira, d'autre part, partie intégrante des noyaux cristallins des auteurs anciens, affleurent largement au sein de bombements d'origine toujours discutée. L'édifice structural tout entier, et les foliations en particulier sont ainsi déformés en vastes brachy-antiformes et synformes [cf. par exemple « l'ensellement des Stura » d'A. Nicolas, 1966].

Les flancs de ces bombements présentent des pendages modestes. Même si localement ces pendages avoisinent ou dépassent 45°, sur les pourtours Nord-Ouest ou Est d'Ambin notamment, les maximums observés dans les entailles d'érosion les plus profondes restent cantonnés entre 30 et 35°. Les coupes jointes à la carte (pl. hors-texte 2) et notamment les coupes nommées a ou 4 montrent bien à la fois l'ampleur et la dissymétrie du bombement.

En 1986, Lacassin *et al.*, proposent d'expliquer la voissure du Grand Paradis par l'imbrication progressive d'écaillés crustales par décollement au Moho, suivie d'un écaillage lithosphérique, l'ensemble étant associé à du cisaillement simple pénétratif. Dans ce modèle, les auteurs attribuent un âge crétacé supérieur-éocène au bombement.

Plus récemment, l'analyse de la coupe profondeur, orientée NW-SE, tirée de la migration du pointé sismique du Profil ECORS-CROP Alpes, nous a conduit en revanche à individualiser un anticlinal de rampe et éventuellement une structure en duplex impliquant du matériel de la zone houillère briançonnaise [Tardy *et al.*, 1990, cf. p. 11 de notre ouvrage]. Cette culmination anticlinale impliquerait la limite croûte-manteau ; elle affecterait une écaille lithosphérique dont le front est rapporté au front pennique. Les données de l'histoire thermique du massif, tirées des âges traces de fission du zircon autorisent à attribuer cette structure en coupole au Miocène [Carpéna, 1985]. Toutefois, une telle structure est vraisemblablement polyphasée. L'existence de fenêtre, notamment celle du Val Nontey [Compagnoni *et al.*, 1974] conduit à voir dans ce massif, d'abord un mégapli pennique formé essentiellement par les matériaux orthogneissiques puis une voissure à grand rayon de courbure..

En ce qui concerne le massif d'Ambin et le massif de Dora Maira, la structure en dôme est vraisemblablement ici aussi d'origine polyphasée mais dans l'état actuel des connaissances les arguments manquent pour trancher. On notera en particulier que le cadre structural du massif d'Ambin est extrêmement complexe. Deux fractures majeures frangent en effet ce massif. A l'W-NW, c'est le

couloir Modane-Termignon-Ruisseau de La Chavière dont le mouvement en faille normale pourrait accentuer l'aspect en dôme (phénomène du roll-over). A l'E-SE, c'est une fracture à caractères actuellement mal précisés dont l'extrémité NE affecte une partie de notre secteur d'étude (panorama de la rive gauche de la Doire, pl. hors-texte 3). Quel est le rôle exact de ces deux fractures dans la structuration du massif ? Le problème n'est pas résolu à ce jour.

3. 2. 2. *Les structures syn-schisteuses*

3. 2. 2. 1. *Les contacts majeurs*

A. Les contacts anormaux syn à post-épaississement crustal

Trois contacts anormaux du secteur étudié ont une géométrie simple et recoupent nettement l'édifice structural en impliquant une épaisseur importante de métasédiments (1 à 3 km minimum). D'ouest en est, il s'agit respectivement (cf. schéma structural, Pl. hors-texte I) :

- * du contact Le Planay-Gran Scala-Venaus. Déformé par la voissure tardive du massif d'Ambin, il enroule ce dernier ;

- * du contact Tuas-Venezia-Monte Palonetto-Averole. Il découpe en deux ensembles métamorphiques distincts l'édifice structural ;

- * du contact du pourtour Sud du massif du Grand Paradis. Par sa géométrie [Fudral *et al.*, 1984], il ressemble à celui du pourtour du massif d'Ambin. Il affleure peu dans le secteur étudié et n'a pas fait l'objet d'analyses particulières. Nous ne le détaillerons pas mais le figurerons toutefois avec les mêmes symboles que les deux précédents, dans l'attente de données précises.

a. Le contact Le Planay - Gran Scala - Venaus

Il apparaît ici au pourtour septentrional du massif d'Ambin, c'est-à-dire aux limites SW de la région étudiée. Cisaillant, peu déformé, il est généralement souligné par des bandes de cargneules. Il sépare le socle d'Ambin, revêtu de lambeaux de couverture alpine à cachet briançonnais interne, d'un puissant édifice pluri-nappé, plissé et métamorphisé (fig. 88).

Les coupes b et 4 notamment, qui figurent en annexe hors-texte (pl. 2) sont révélatrices à cet égard. Elles soulignent la troncature basale de l'édifice structural plissé et le rabotage sommital du massif d'Ambin. Le panorama hors-texte (pl. 3) et les figures 85 et 86 sont un exemple de ces troncatures à l'échelle de l'affleurement.

La position et la géométrie de ce contact se repèrent aisément entre le secteur du Petit Mont-Cenis à l'ouest et le pont sur la Cenischia à l'amont immédiat de Novalesa. En revanche, au Sud de Novalesa, d'une part, et à l'ouest - Sud-Ouest du Petit Mont-Cenis d'autre part, ce contact est plus difficile à suivre.

- Ainsi : au Sud de Novalesa, les dépôts du torrent Cenischia masque les rapports structuraux entre Ambin et le complexe des Schistes lustrés. Cependant, il est raisonnable de prolonger ce contact masqué par celui qui court de Venaus à l'aval jusqu'à la Pointe du Toasso Bianco à l'amont, à proximité du refuge Monte Avanza, puis qui domine le versant, rive gauche du torrent Clarea. Ce contact cisailant supporte clairement un édifice plissé complexe [cf. M. Gay, 1971, coupe a, pl. hors-texte 4 ; également feuille Lanslebourg-Mont d'Ambin à 1/50.000, Fudral *et al.*, 1994]. On le retrouve plus à l'ouest encore où il forme la base de la klippe plurinappée Pointe Nibblé-Pointe Ferrand.

- à l'ouest du Petit Mont Cenis, le prolongement de ce contact vers l'ouest n'est pas évident. Logiquement, le contact largement souligné par des évaporites et des cargneules qui enroule le massif de Bellecombe, recoupe la vallée d'Ambin et se développe ensuite longuement en rive gauche de la vallée d'Etache, représente ce prolongement. Mais le cisaillement peu déformé, intra-quartzites qui affecte la retombée ouest de la pointe de Bellecombe pourrait aussi représenter cette prolongation [cf. Gay, 1971 ; cf. aussi le panorama en pl. hors-texte 4]. Ce problème se résoud malgré tout simplement puisque, en rive gauche du torrent d'Etache, ces deux contacts n'en

font plus qu'un en profondeur [cf. galerie EDF de Longecote, entre la vallée d'Etache et Modane, 1964-1966, rapport EDF, inédit].

La direction de transport de l'édifice plissé que l'on retient généralement est vers le Nord ou le Nord-ouest. Toutefois, les observations de terrain montrent que les mouvements le long de ce plan sont polyphasés. En effet, les cargneules qui soulignent si bien ces plans de mouvement présentent une double structure : des brèches cargneuliques à gros grain incluent des brèches de même nature mais à grain beaucoup plus fin. La double organisation de ces brèches tectoniques peut être observée dans le secteur de la Pointe du Toasso Bianco, près du refuge Monte Avanza. Une telle structuration implique une succession de deux épisodes de déformation, l'un précoce, réalisé en conditions plus profondes que l'autre, plus récent et de cachet plus superficiel.

La mise en évidence de fractures métriques à stries de calcite compatibles avec un mouvement en faille normale vers le NE, sur le revers septentrional du massif d'Ambin, confirme l'existence d'un épisode de déformation en conditions superficielles. Ces fractures sont observables dans des calcschistes, 100 m environ au-dessus du contact Le Planay-Gran Scala-Venaus (photos 19 et 20). Et la direction d'allongement maximum déduite de ces mesures est voisine de NE-SW (fig. 87).

En conclusion, ce contact de bordure du massif d'Ambin, généralement interprété comme un chevauchement tardif, ne peut pas être que cela. Les

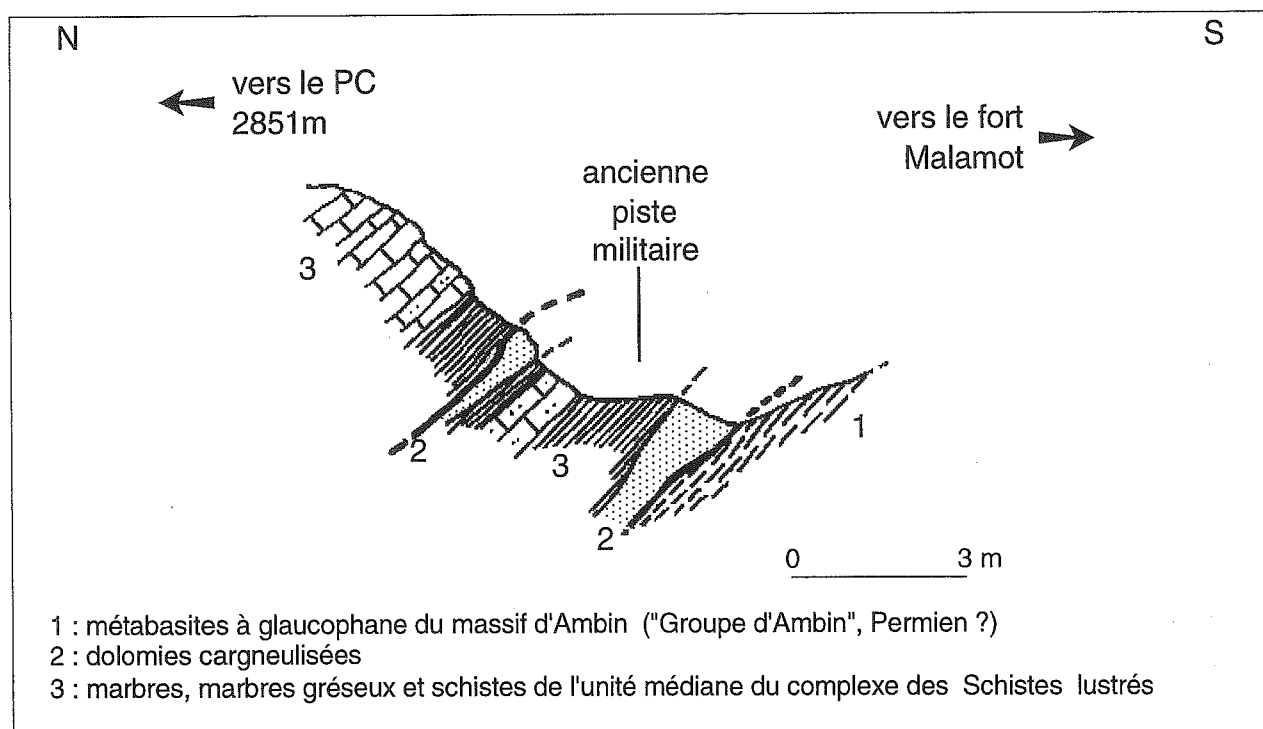


Fig. 85. – Le contact le Planay-Gran Scala-Venaus aux abords du fort Malamot. L'emprise du contact est limitée par des traits épais.

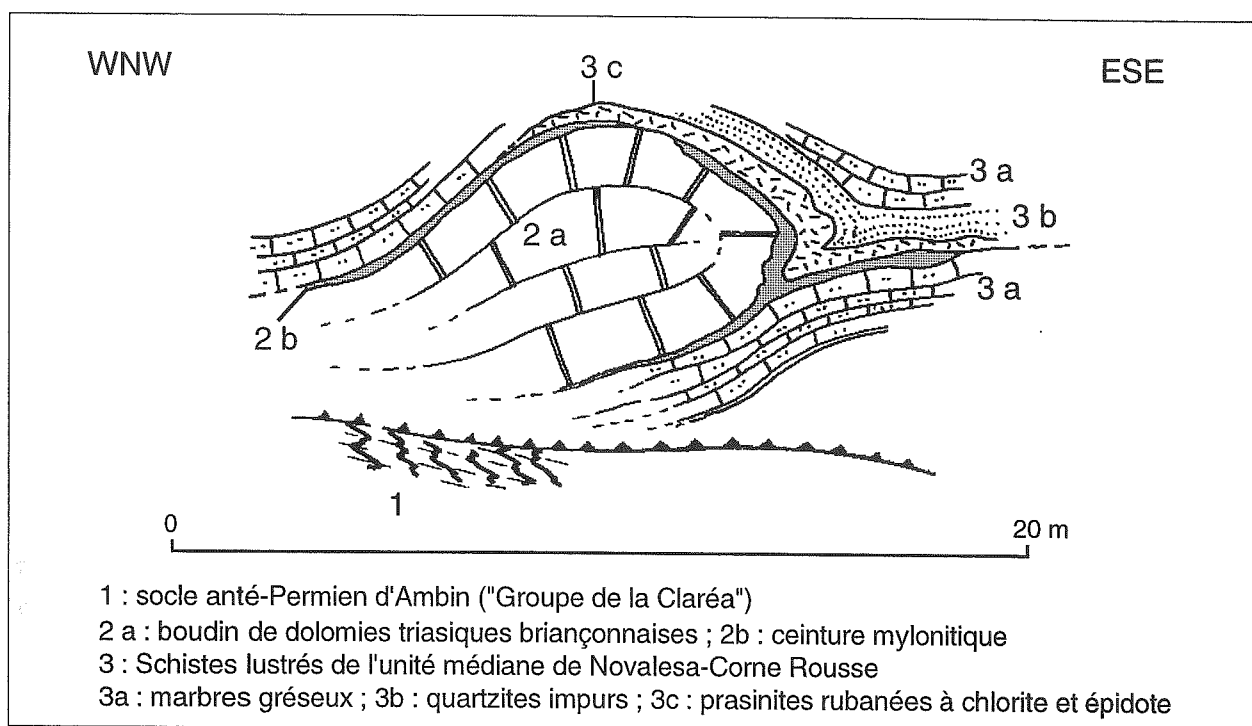


Fig. 86. – Le contact le Planay-Gran Scala-Venaus aux abords du barrage St Nicolas. Troncature basale du complexe à matériel briançonnais et Schistes lustrés au contact du socle d'Ambin.

données de terrain démontrent le polyphasage des mouvements et la possibilité d'un mouvement en faille normale selon la direction NW-SE. Sur cette base nous avons proposé d'attribuer à ce contact un premier mouvement en procharriage vers l'extérieur de la chaîne puis un deuxième mouvement en faille normale, éventuellement selon une direction perpendiculaire, l'importance de ce dernier mouvement étant masquée par la voûture tardive du massif d'Ambin [Fudral *et al.*, 1990]. Pour être définitive, cette conclusion devra être confrontée aux résultats apportés par une étude des mouvements qui se sont effectués le long de ce contact sur le pourtour complet du massif et notamment sur ses versants ouest et Sud-Ouest.

b. Le contact Tuas Venezia - Monte Palonetto - Averole

b1. Généralités

Il a déjà fait l'objet de descriptions partielles ou locales, sans être véritablement nommé [Pognante, 1980, repris dans Caron *et al.*, 1984 par exemple]. Il appartient à un ensemble de structures dont les niveaux de complexité sont très contrastés. Il prolonge en particulier vers l'est et le Sud-Est la digitation du Mont-Cenis, de géométrie fort différente (fig. 88). Bien que les affleurements ne soient pas toujours clairs en raison de glissements de versant, notamment entre la cuvette du Mont-Cenis et le secteur de Tuas Venezia, la digitation du Mont Cenis peut

être caractérisée comme un ensemble de mégaplis isoclinaux couchés impliquant du matériel briançonnais interne et les Schistes lustrés des unités liguro-piémontaises médianes tout particulièrement. Elle apparaît ainsi comme un contact anormal contemporain du charriage des Schistes lustrés sur le matériel briançonnais interne et de leur plissement commun. Il s'agit donc d'un contact anormal indiscutablement syn-épaississement crustal que nous étudierons au chapitre suivant.

Le contact Tuas Venezia - Monte Palonetto - Averole est un cisaillement peu déformé en plis souples qui sépare dans notre secteur deux édifices structuraux distincts essentiellement faits de Schistes lustrés. Du matériel éclogitisé participe à l'ensemble situé à la base. Le matériel qui compose l'ensemble du sommet en revanche n'a jamais dépassé les conditions du faciès schiste bleu. Cartographiquement le contact Tuas Venezia - Monte Palonetto recoupe et réutilise la digitation du Mont-Cenis.

De ces caractères il ressort que le contact Tuas Venezia - Monte Palonetto - Averole est syn à post-épaississement crustal.

b2. Les données relatives à ce contact

* A l'aplomb de Rocciamelone versant SW, sur la ligne de crête de Tuas Venezia, ce contact, souligné essentiellement par des dolomies cargneulisées, forme la majeure partie de la surface topographique entre 2250 m d'altitude et Tuas Venezia (fig. 89). Le matériel étiré et mylonitisé au contact appartient au domaine briançonnais

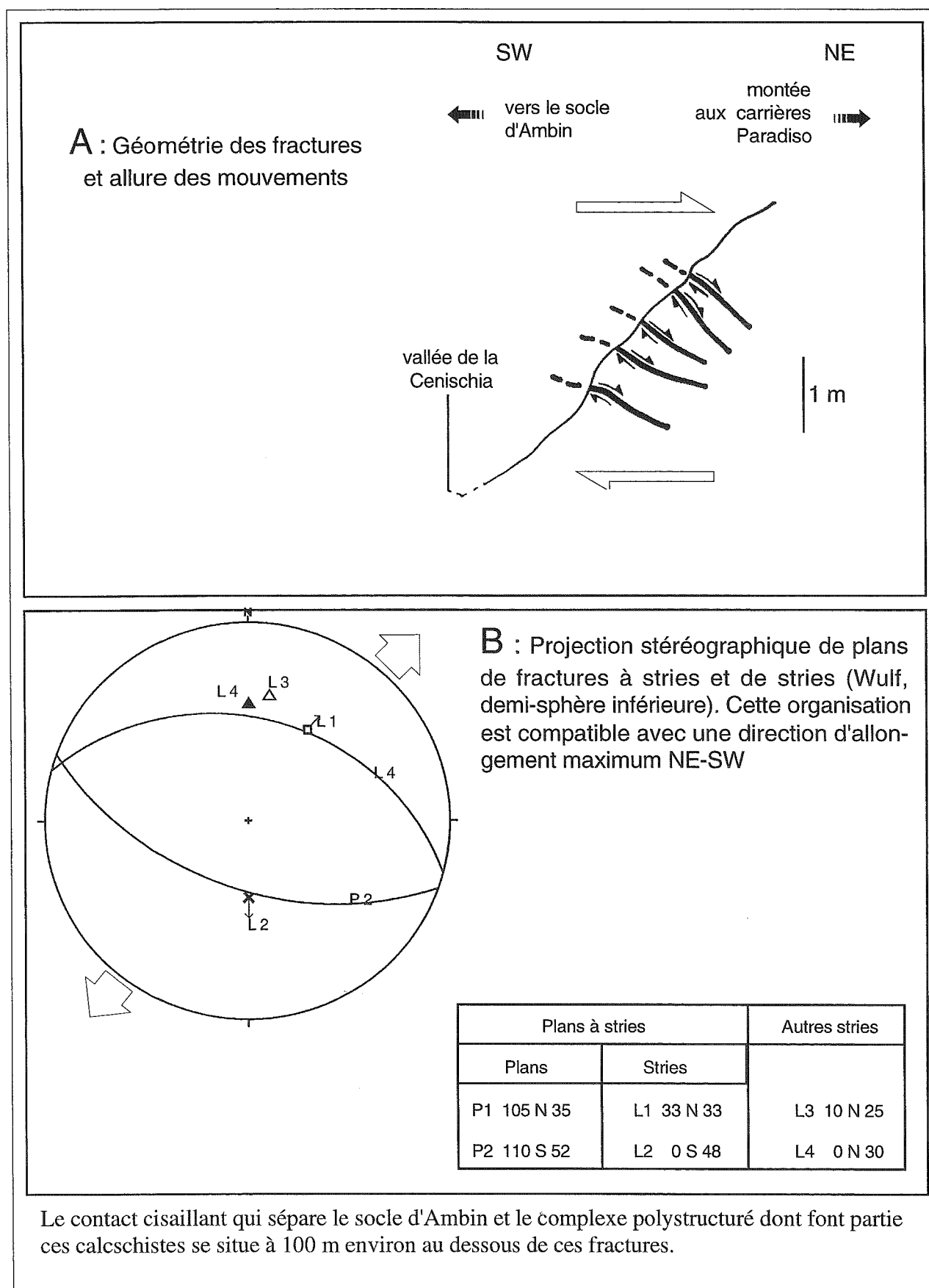


FIG. 87. – Les fractures à stries de calcite des calcschistes de la rive gauche de la retenue St Nicolas ($x = 963,825$ km, $y = 3333,425$ km, zone Lambert III, $z = 1860$ m).

interne. En un point, le passage entre les quartzites blancs du Trias inférieur et les dolomies du Trias moyen peut être observé. Le passage se fait par les classiques niveaux de calcaires gréseux et de schistes [qualifiés de « niveaux supra-werfénien » par Ellenberger, 1958]. Cette coupe partielle est similaire à celles que l'on peut dresser dans la forêt des Tannes, au flanc Sud de l'Arc près de Termignon (cf. par exemple la fig. 90).

* A l'Est de la Riposa, ce contact majeur n'est plus représenté que par des boudins étirés, de 50 à 80 cm d'épaisseur, formés par des dolomies claires cargneulisées et sécants à la foliation générale des Schistes lustrés. On les retrouve dans deux secteurs à proximité de Alpe Arcella et sur le revers Est du Monte Palonetto.

En ces points, il n'y a pas de structures clairement analysables. Et ce qui frappe toujours, c'est la géométrie simple du contact qui sépare le matériel des unités liguro-piémontaises inférieures et médianes, à contenu et évolution métamorphique distincts.

Dans ces secteurs Pognante (1980) avait déjà individualisé ce contact et noté des sautes de métamorphisme et de structuration (cf. aussi Caron *et al.*, 1984, fig. 2 c).

* A partir de la haute Stura di Viù et vers le Nord, jusqu'au glacier du Baounet, le contact est recoupé par la faille sub-méridienne, à fort pendage vers l'ouest, des lacs de l'Autaret et de la pointe de même nom. Les unités liguro-piémontaises inférieures et médianes sont alors en contact selon une faille normale à regard ouest.

* On retrouve ce contact majeur dans le secteur d'Avérole. Là, il sépare toujours le matériel des unités océaniques inférieures et médianes, mais il ne se repère bien qu'en rive droite du torrent de la Lombarde, vers 2900 m d'altitude, dans le petit massif formant arête entre le Clapier de Rocafort à l'ouest et le Clapier Blanc à l'est. Des mylonites de serpentines et des dolomies claires ou brunes sont les marqueurs de ce contact sur quelques mètres de longueur. Sur le versant rive gauche, cette surface est déduite plus qu'observée. Souvent masquée ou cantonnée dans des parois abruptes il n'est pas possible de l'analyser. Elle semble également très peu déformée sinon en grandes ondulations souples.

Finalement, les conclusions remarquables, relatives à ce contact sont de trois ordres :

- d'ordre géométrique tout d'abord. Il demeure simple ;
- d'ordre lithostructural ensuite. Dans le secteur étudié, il sépare généralement les matériaux des unités océaniques inférieures à substratum péridotitique certain, des matériaux des unités océaniques médianes, à substratum péridotitique peu ou pas représenté. Il recoupe aussi la digitation du Mont-Cenis à matériel briançonnais interne ;
- d'ordre métamorphique enfin. Ce contact sépare deux évolutions métamorphiques contrastées. Au-dessous du contact, les assemblages éclogitiques sont largement

prédominants ; au-dessus, règnent les assemblages du faciès schiste bleu.

Ces conclusions ont-elles une valeur locale ou régionale ? Qu'advient-il de ce contact tant au Nord qu'à l'Ouest ? Comme nous allons le voir, l'examen des prolongements de cette surface particulière conduit aux mêmes résultats.

- à l'ouest, le contact se confond avec la grande cicatrice gypseuse « la digitation du Mont-Cenis », elle-même recoupée par le contact cisailant tardif du pourtour du massif d'Ambin (fig. 88).

- vers le Nord :

● dans la vallée de l'Arc, tant en rive droite qu'en rive gauche, entre Bessans et Bonneval sur Arc, la géométrie du contact, la nature des roches impliquées ainsi que leurs caractères métamorphiques sont conservés. On notera en outre que ce secteur démontre clairement l'âge anté-voussure du Grand Paradis, de la surface tectonique qui nous intéresse.

● dans la haute vallée de l'Isère (feuille Tignes à 1/50000, [Deville *et al.*, 1991]), on observe que le contact cisailant recoupe les structures plicatives isoclinales liant les Schistes lustrés des unités médianes au matériel briançonnais interne de la digitation de l'Iseran (contact anormal syn-épaississement).

● de la haute Isère à la vallée de Cogne en Val d'Aoste, la géométrie du contact et les traits métamorphiques sont conservés. En revanche, les matériaux impliqués évoluent quelque peu. Le contact supporte en effet du cristallin anté-alpin d'appartenance briançonnaise. Il n'y a pas ici toutefois d'anomalie puisque le contact recoupe, dès la haute Isère (cf. plus haut) la digitation de l'Iseran comportant du matériel briançonnais interne.

● au-delà du Val de Cogne, vers le Nord, les structures deviennent beaucoup plus complexes. Ce secteur est relativement éloigné du terrain étudié mais il est intéressant de noter d'une part que le contact que nous suivons est recoupé ici par un autre, supportant des unités éclogitiques et interprété comme un contact en rétrocharriage [Ballèvre *et al.*, 1986] ; d'autre part que c'est aussi dans ce secteur que fût mise en évidence la dualité métamorphique des Schistes lustrés [Bearth, 1959 à 1967 ; Dal Piaz, 1974 puis Caby *et al.*, 1976 et 1978 - cf. deuxième partie, chapitre 1. Généralités]. Ce contact était compris comme une surface de charriage majeure, vers l'ouest - Nord-ouest et d'âge récent (Oligocène, en tous cas post-Eocène).

L'interprétation de l'ensemble de ces données d'ordre divers et tant locales que régionales consiste, de prime abord, à caractériser ce contact comme une surface majeure de charriage, post plissement. Mais deux éléments intriguent : tout d'abord la géométrie simple du contact et ensuite l'existence de lambeaux ou d'écailles à matériel

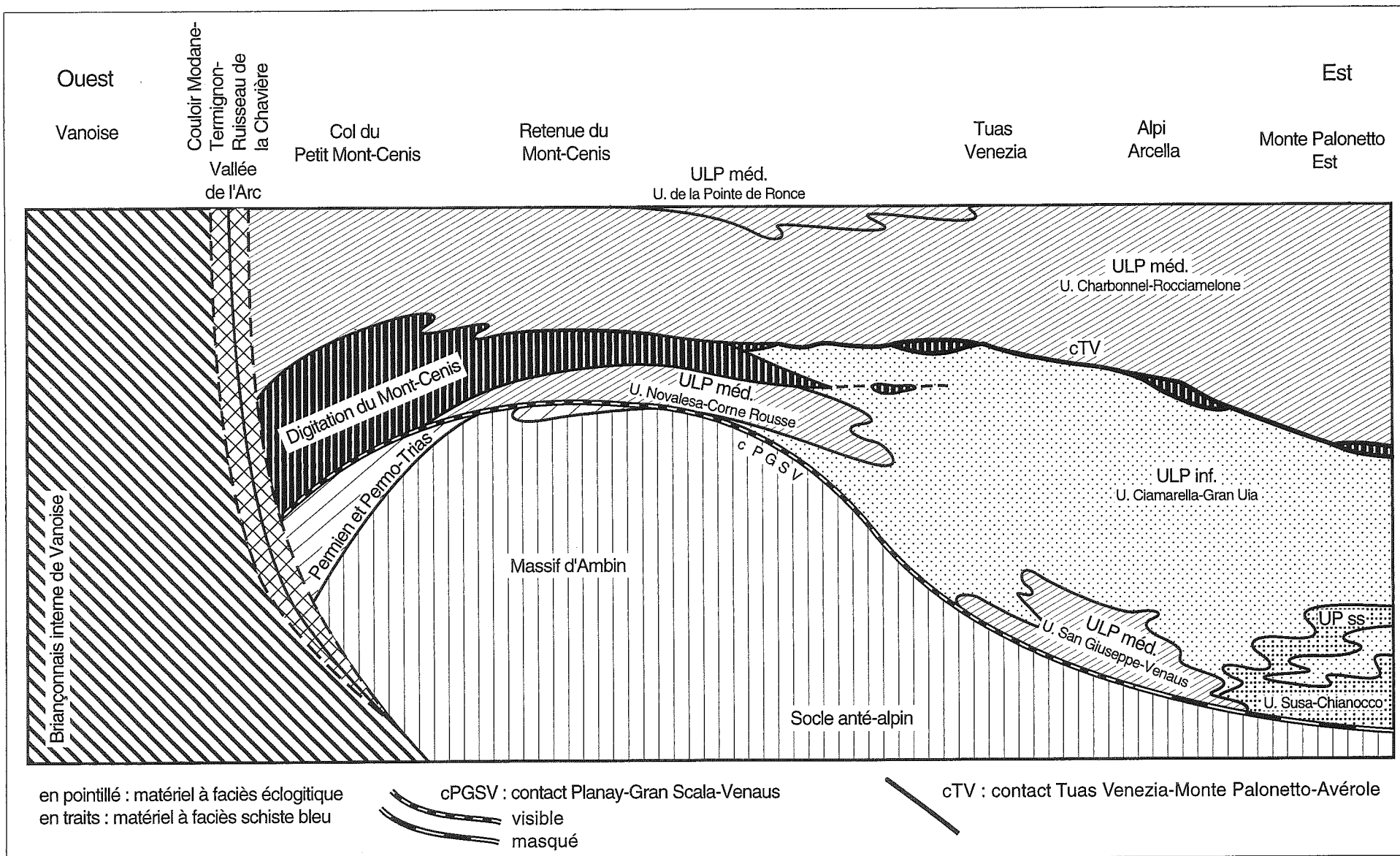


FIG. 88. — Schéma montrant les rapports structuraux existants entre les divers contacts anormaux du secteur du Mont Cenis et notamment entre la digitation du Mont Cenis et le contact Tuas Venezia-Monte Palonetto-Avérole (cTV).

briançonnais très loin à l'arrière des unités briançonnaises.

L'hypothèse qui peut être formulée alors consiste à voir ce contact comme d'origine polyphasée; il s'agirait d'abord d'une surface en procharriage et ensuite d'un rétrocharriage. Nous aurions affaire en quelque sorte, au cours de ce second épisode, à une faille de détachement vers l'intérieur de la chaîne, faille ultérieurement déformée par des voussures tardives.

Un modèle d'évolution tectonique de ce contact, comme celui du contact Le Planay-Gran Scala-Venaus d'ailleurs, me paraît devoir ainsi être recherché dans ceux évoqués pour expliquer la dénudation tectonique et l'exhumation de roches métamorphiques de haute grade.

Les modèles du type « dôme gneissique avec système extensifs superposés », à la manière de ceux proposés récemment par exemple pour le Sud du massif central et plus particulièrement pour la Montagne Noire [Burg *et al.*, 1990 ; Van Den Driessche et Brun, 1989 et 1992] seraient à considérer. Des failles d'extension ductiles, à l'origine d'anomalies structurales et de sautes de métamorphisme, ont d'ailleurs été décrites dans les Alpes et notamment en Queyras [Ballèvre *et al.*, 1990 ; Blake et Jaiko, 1990].

Pour trancher, un apport de données supplémentaires, microstructurales en particulier, est nécessaire. Il serait en effet intéressant de connaître l'axe cinématique de la déformation, ou des déformations, tout au long de ces contacts.

B. Les contacts anormaux plissés syn-épaississement

a. Les contacts anormaux impliquant le matériel briançonnais interne

a1. La surface de charriage du complexe des Schistes lustrés sur les unités briançonnaises internes ou digitation du Mont Cenis.

Dans la région du Mont Cenis, une large cicatrice à matériel briançonnais essentiellement triasique, et à évaporites et cargneules s'intercale dans les Schistes lustrés des unités liguro-piémontaises médianes. C'est la digitation du Mont Cenis des auteurs. Elle forme une bande de terrain de teinte claire, ployée par la voussure du massif d'Ambin et tronquée par le cisaillement Le Planay-Gran Scala-Venaus (fig. 88). Elle est facilement lisible dans le paysage depuis le col du Petit Mont Cenis à l'Ouest en France jusqu'aux abords de l'Alpe Carolei à l'Est en Italie, au-dessus de Novalesa. Plus à l'est encore, cette surface est remplacée par un contact dont les caractères et la signification sont différents (cf. au chapitre précédent, le contact Tuas Venezia-Monte Palonetto-Averole).

L'âge d'une telle structure est nécessairement postérieur aux derniers dépôts du domaine briançonnais interne, c'est-à-dire à l'Eocène inférieur à moyen (les schistes de Pralognan, non datés paléontologiquement,

mais sus-jacents aux Marbres Chloriteux, datés pour les plus récents du tertiaire basal).

La digitation du Mont Cenis appartient donc aux premières structures affectant le briançonnais interne. C'est dans le triangle Mont-Cenis - Termignon - Bessans que cette surface de charriage est le plus facilement analysable. Elle tronque très clairement les méga et les microstructures du complexe des Schistes lustrés. Elle recoupe, en effet, le grand pli couché synschisteux d'axe Est-Ouest qui forme l'ossature générale du chaînon Grande Turra-Signal du Petit Mont-Cenis. Elle recoupe également le matériel briançonnais généralement étiré au sein d'amas de cargneules et d'évaporites.

Deux secteurs, dans le prolongement l'un de l'autre du reste, montrent cette surface impliquée dans des plis serrés à isoclinaux couchés. Il s'agit d'une part du versant Sud de la Cime du Larro (Coupe A, pl. hors-texte 2), d'autre part de l'arête Nord de la Turra de Lanslebourg. Dans ce dernier secteur, et en particulier près de la Petite Turra, les structures plicatives les plus évidentes ont une orientation générale comprise entre N 0-N 170° et N 60°. Près des anciens baraquements militaires les axes de plis sont proches de N 30° ; plus au Nord, dans le ressaut de la Petite Turra, ils avoisinent N 50°. Ces plis sont à axes courbes et d'extension métrique à décamétrique. En revanche, à l'est immédiat de Termignon, cette surface est affectée de replis d'axe N 75 à N 80°. Cette empreinte E-W se retrouve aussi dans les matériaux de la cicatrice briançonnaise et, en particulier, dans les ensembles de dolomies et de quartzites affleurant largement dans la forêt des Tannes en rive gauche de l'Arc entre Termignon et Sollières. Là, se développent les mégaplis isoclinaux des dolomies de la Portaille et des dolomies du sommet de la forêt des Tannes (carte géologique Modane et pl. hors-texte 2). Ces plis sont hecto à kilométriques, d'axes courbes et d'orientation proche de E-W (N 70° à N 120°). Dans le détail toutefois la structure du versant n'est pas simple. Des cargneules monogéniques, peu épaisses, jalonnent la limite quartzites-dolomies plissées d'une part et les quartzites sont affectés par un pli antiformal secondaire également d'axe E-W d'autre part. La figure 90 détaille l'organisation probable de l'édifice, là encore d'évolution polyphasée.

Cet édifice rappelle l'empilement des nappes briançonnaises de la basse vallée du Guil ou de la haute Ubaye [Debelmas, 1956 et 1959 ; Gidon M., 1962]. Dans ce secteur de la haute-Maurienne cependant l'ensemble de la structure forme vraisemblablement un énorme amas isolé dans les cargneules et les gypses qui, plus à l'aval dans la vallée, vont constituer la totalité du versant rive gauche de l'Arc, jusqu'à Bramans.

Nous retrouvons là l'équivalent des blocs-klippes que F. Ellenberger décrivait en 1958 dans ce secteur, aux rochers de Sollières Envers et aux rochers du Chatel par exemple.

On notera, enfin, que les évaporites et les diverses « épaves tectoniques » de petite taille qu'elles contiennent possèdent aussi les fabriques E-W. Dans le secteur du Jeu

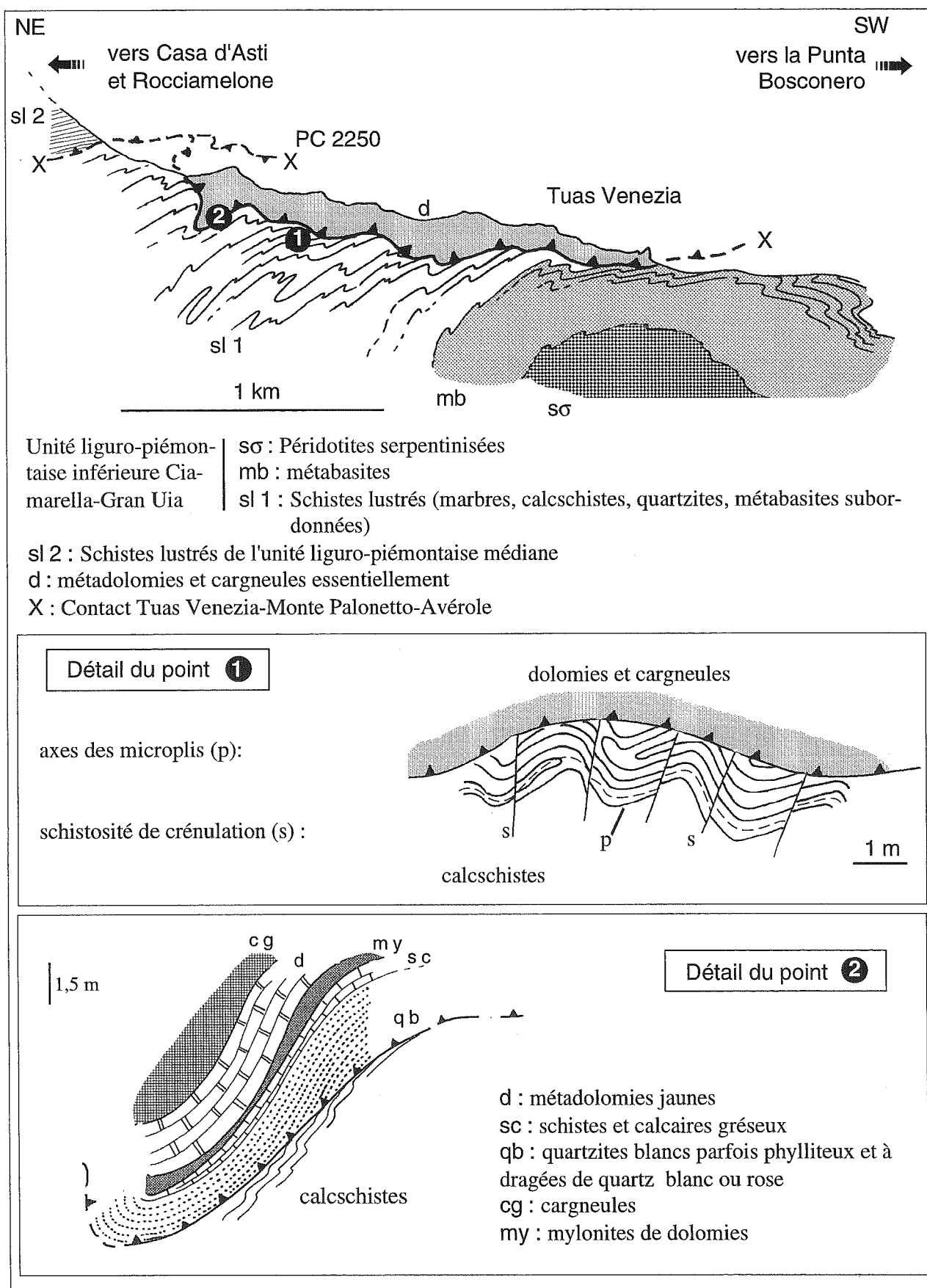


FIG. 89. – Panorama de la ligne de crête de Tuas Venezia vu depuis le hameau de Traverse, rive droite du torrent de Grossiglione.

par exemple et de la crête du Général Sarret, les gypses de l'ancienne piste militaire sont affectés de plis isoclinaux métriques d'axe E-W. Et les mégaboudins de dolomies triasiques et de marbres jurassiques qu'ils contiennent montrent aussi une intense structuration en plis isoclinaux d'orientation similaire.

En définitive, l'ensemble de cette organisation s'accorde avec celle mise en évidence au revers Sud-Ouest d'Ambin par Allenbach [1982]. Pour cet auteur, en effet, les premières générations de structures synschisteuses générales au matériel briançonnais interne sont d'abord orientées N 40°(et/ou N 140°) puis Nord-Sud, synchrones d'une forte fabrique plano-linéaire de type SL, la linéation régionale étant proche de Est-Ouest.

a 2. Les contacts intra-unités liguro-piémontaises médianes, d'une part, et les contacts séparant les unités liguro-piémontaises médianes et supérieure, d'autre part.

Ces contacts anormaux sont repérables sur l'axe morphologique formé par l'alignement Pointe des Pignes-Pointe de Ronce-Pointe du Lamet dont l'altitude moyenne dépasse 3300 m.

* Un contact sépare l'unité médiane du Charbonnel-Roccamelone-Signal du Petit Mont-Cenis de l'unité

médiane dite de la Pointe de Ronce. Deux arguments permettent de l'individualiser.

1. Les constituants des deux unités. A l'inverse de l'unité médiane du Charbonnel, l'unité de la Pointe de la Ronce est essentiellement constituée de métasédiments schisteux noirs ou noir-rouille et de carbonates impurs.

2. Structuralement, cette formation sombre qui couronne l'édifice structural dans ce secteur, tronque les formations métasédimentaires de l'unité sous-jacente. Cela se voit de part et d'autre du glacier de l'Arcelle Neuve, mais surtout à l'Est, sous la Crête des Pignes.

En outre, les plis de cette formation sombre, visibles depuis la ligne de crête qui permet d'accéder à la Pointe de Ronce à partir du Signal du Petit Mont Cenis, sont eux-mêmes tronqués par le contact. (Coupe b, planche hors texte).

* Un autre contact sépare l'unité de la Pointe de Ronce de l'unité supérieure dite de la Pointe du Lamet. Ici aussi le contact demeure peu visible. Au-delà d'une nouvelle différence de constitution lithologique, c'est fondamentalement un fort contraste de recrystallisation qui autorise l'individualisation de ce contact. Le matériel de la Pointe du Lamet n'est que très peu recrystallisé (cf. fig. 72).

Je n'ai pu nulle part mettre en évidence du matériel briançonnais étiré et boudiné le long de ces contacts dans ce secteur rive gauche de l'Arc.

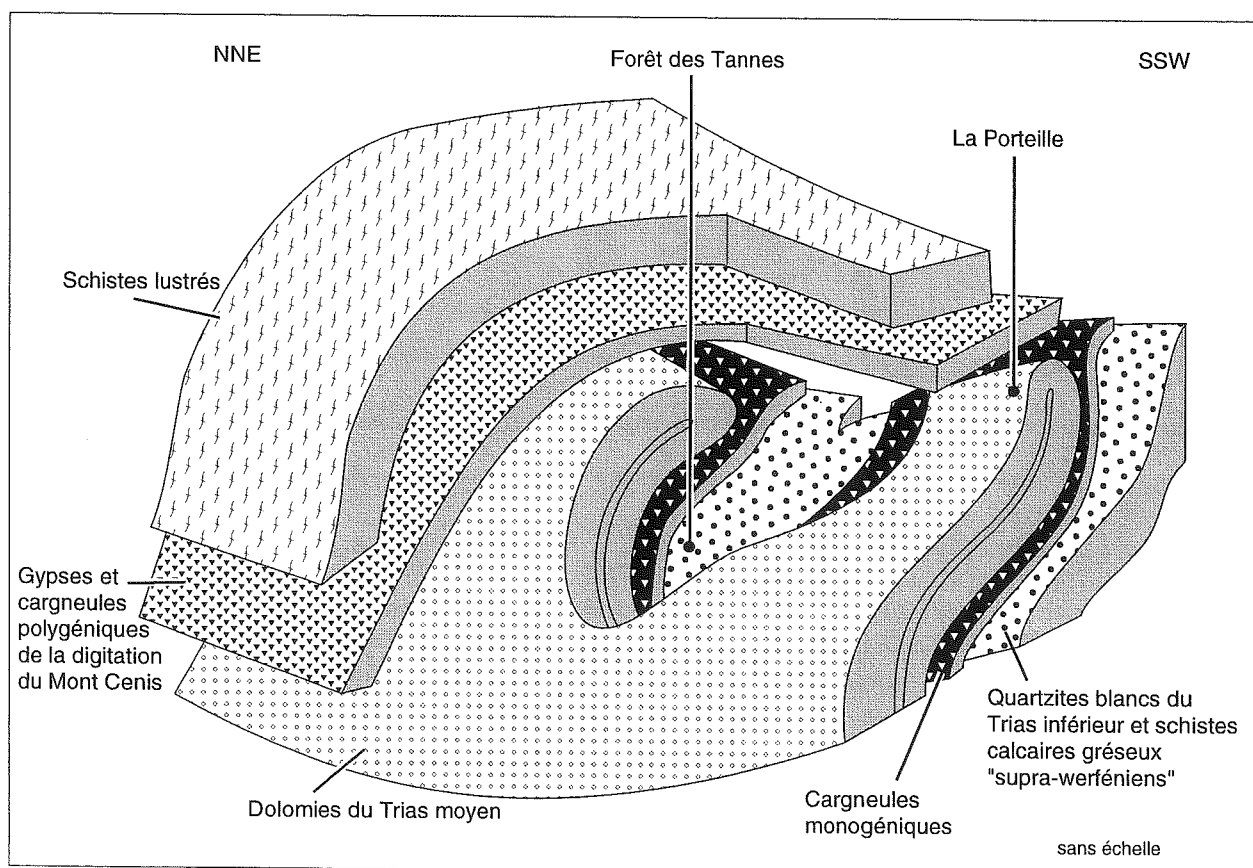


Fig. 90. – Schéma des mégaplis isoclinaux d'axes proches de E-W de la forêt des Tannes et de la Portaille.

En revanche, l'analyse de ces mêmes contacts en rive droite de l'Arc révèle, au moins localement, l'existence de fines ou de larges bandes de terrains triasiques ou jurassico-crétacés associées à des cargneules et des évaporites ou non, en limite des unités médianes ou séparant unités médianes et unités supérieures. Les pages 196 à 198 puis 209 à 210 du travail de Deville [1987] sur cette rive, sont révélatrices à cet égard. Pour cet auteur, le matériel briançonnais interne participe largement à l'édifice de nappe ; il est par ailleurs impliqué dans des structures à géométrie particulière : plis encapuchonnants, fourreaux de nappes ou encore plis de nappes en flammes. L'axe cinématique de la déformation est orienté Est-Ouest. Enfin, ces contacts semblent s'être effectués dans les conditions du métamorphisme schiste bleu à schiste vert.

En conclusion, les contacts anormaux que nous venons de décrire, et qui impliquent du matériel de la paléomarge européenne (Briançonnais) et du matériel paléo-océanique (unités liguro-piémontaises) traduisent des événements collisionnels. En outre ils sont postérieurs à l'Eocène inférieur à moyen.

b. Les contacts anormaux plissés séparant les unités liguro-piémontaises médianes et inférieures

- Ces contacts ont une géométrie complexe qui s'oppose à celle décrite pour le contact peu ou pas plissé, qui sépare le même type d'unités et que nous avons interprété comme une surface de réajustement post-collisionnelle à mouvement en faille normale possible (cf. contact Tuas Venezia-Monte Palonetto, fig. 88).

- De telles structures apparaissent dans deux secteurs : au Nord-Est de Susa d'abord, dans la vallée rive gauche de la Cenischia, d'une part entre l'unité médiane de San Guiseppe-Venaus et l'unité inférieure de Ciamarella-Gran Uia, d'autre part entre l'unité Novalesa-Corne Rousse et la même unité inférieure ; au Nord-ouest du refuge de Pera Ciaval ensuite, entre l'unité Charbonnel-Rocciamelone et l'unité inférieure Ciamarella-Gran Uia.

Ces contacts sont déduits dans les deux premiers sites, sur la base des contrastes métamorphiques entre les unités. Compte tenu de la morphologie des versants et de la répartition des matériaux concernés, les limites entre les unités litho-structurales ne peuvent être que plissées. C'est la position que nous avons adopté avec Pognante au moment du dessin de la feuille Lanslebourg-Mont d'Ambin [Fudral *et al.*, 1994].

En revanche, dans le secteur de Pera Ciaval le contact entre l'unité médiane du Charbonnel-Rocciamelone et l'unité inférieure de Ciamarella-Gran Uia est relativement mieux exposé et a pu être analysé par Genovese *et al.*, et Perotto *et al.*, en 1983. Les deux unités concernées participent à un mégapli isoclinal couché d'axe proche de Est-Ouest. Cette structure est similaire à celles mises en évidence au niveau de la digitation du Mont Cenis qui, comme nous l'avons vu, implique largement le matériel briançonnais interne.

Les auteurs italiens ont montré, par ailleurs, que cette structuration se superposait à des plis synschisteux isoclinaux couchés, particulièrement bien visibles dans les matériaux de l'unité médiane, d'axes dispersés pour lesquels il n'est pas possible de préciser s'ils appartiennent à une ou plusieurs générations.

c. Les contacts anormaux séparant les unités océaniques inférieures des unités piémontaises s.s.

Ils peuvent être analysés dans deux secteurs : au Nord, sur le revers méridional du massif du grand Paradis, en haute Stura di Sea ; au Sud, en rive gauche de la Doire Ripaire, de la Punta Lunella à l'est, jusqu'aux abords mêmes de Susa à l'ouest.

c 1. En haute Stura di Sea

Là, ces contacts séparent l'unité océanique inférieure Ciamarella-Gran Uia, d'une part de l'unité piémontaise du Gias Nuovo, pratiquement à l'aplomb de la Punta Ghicet di Sea et d'autre part de l'unité piémontaise du Col de Sea, sur l'arête frontière courant de la Petite Ciamarella jusqu'à la Pointe de Bonneval.

Le matériel de l'unité du Gias Nuovo (cf. 2ème partie, chapitre I) déjà structuré en plis isoclinaux d'axes dispersés, participe avec celui de l'unité océanique à un ensemble de plis métriques à décamétriques d'axes E-W déversés vers le Nord et recoupés par le contact plus récent du pourtour du massif du Grand Paradis (cf. 3.2.2.1. de ce chapitre et fig. 91).

Dans le secteur de la Pointe Tonini, les calcschistes qui constituent l'essentiel de l'unité piémontaise du col de Sea (cf. 2ème partie, chapitre I) supportent, par l'intermédiaire de dolomies cargneulisées, une petite klippe de metabasites, serpentinites et calcschistes d'appartenance liguro-piémontaise. Sur une courte distance l'ensemble participe à une synforme fermée, en « blague à tabac », d'axe E-W (fig. 92).

c 2. En rive gauche de la Doire Ripaire

Du revers Sud de la Gran Uia, à l'aplomb de Bruzzolo à l'Est, jusqu'à Susa à l'Ouest, se repère bien dans la morphologie, la surface de chevauchement entre l'unité piémontaise de Susa-Chianocco et l'unité liguro-piémontaise Ciamarella-Gran Uia. Le fort contraste de couleur qui existe entre les dolomies claires de la première et les péridotites vert-sombre de la seconde, ne peut en effet échapper dans le paysage.

Deux structurations superposées se remarquent d'emblée sur ce contact. l'une est remarquable par ses plis isoclinaux fermés d'axe proche de E-W ; l'autre, postérieure, sub-méridienne est marquée par des plis plus ouverts, dissymétriques à vergence ouest.

Une coupe dressée en rive gauche du haut vallon du Rio Prabech, sur la ligne de crête joignant l'Alpe Colone à la Grande Uia, révèle un contact jalonné de mylonites de serpentines et de cargneules plissé par des plis de cisaillement déca-kilométrique d'axes compris entre N 70° et N 110°. L'allure des structures est représentée sur la figure 93. Chacun des plans de cisaillement est basculé

vers le Nord du fait du bombement tardif du massif de Dora Maira.

Quant à la structuration Nord-Sud postérieure à l'édifice Est-Ouest, elle se repère bien notamment dans le secteur Chiamberlando-Susa. Là, l'ensemble des matériaux des deux unités participe à des plis en genoux, de toutes échelles (métriques à hecto-kilométriques)

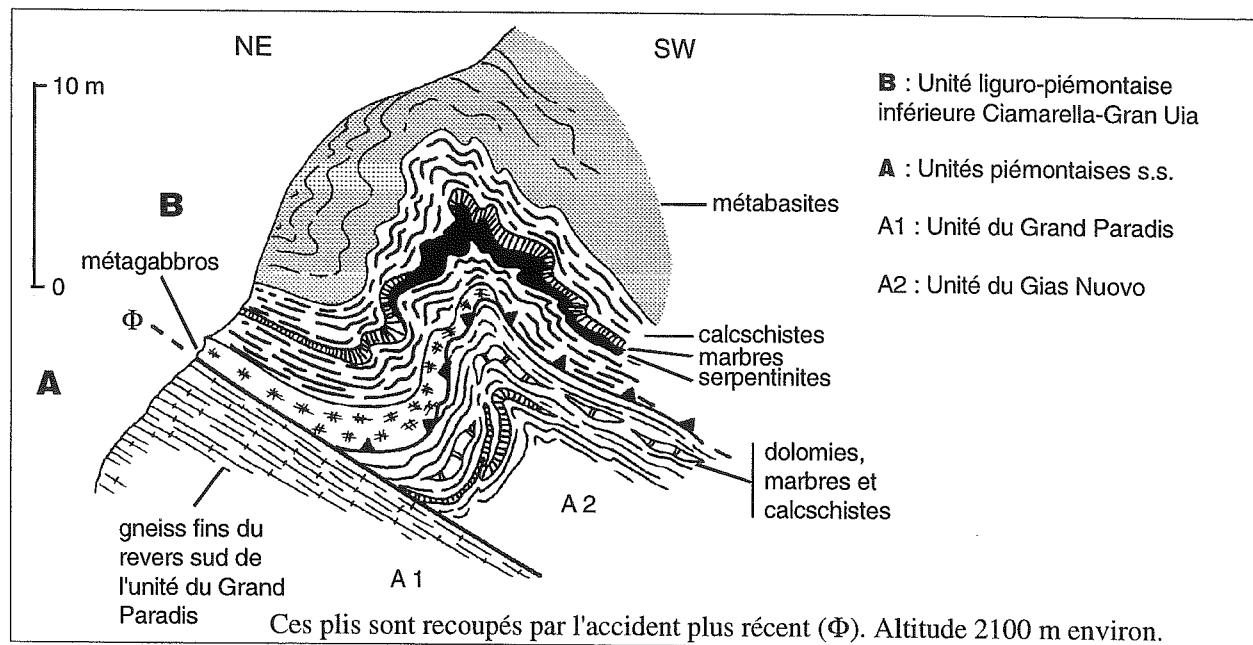


Fig. 91. – Plis post-foliaux communs aux matériaux de l'unité liguro-piémontaise Ciamarella-Gran Uia (B) et de l'unité piémontaise du Gias Nuovo (A2).

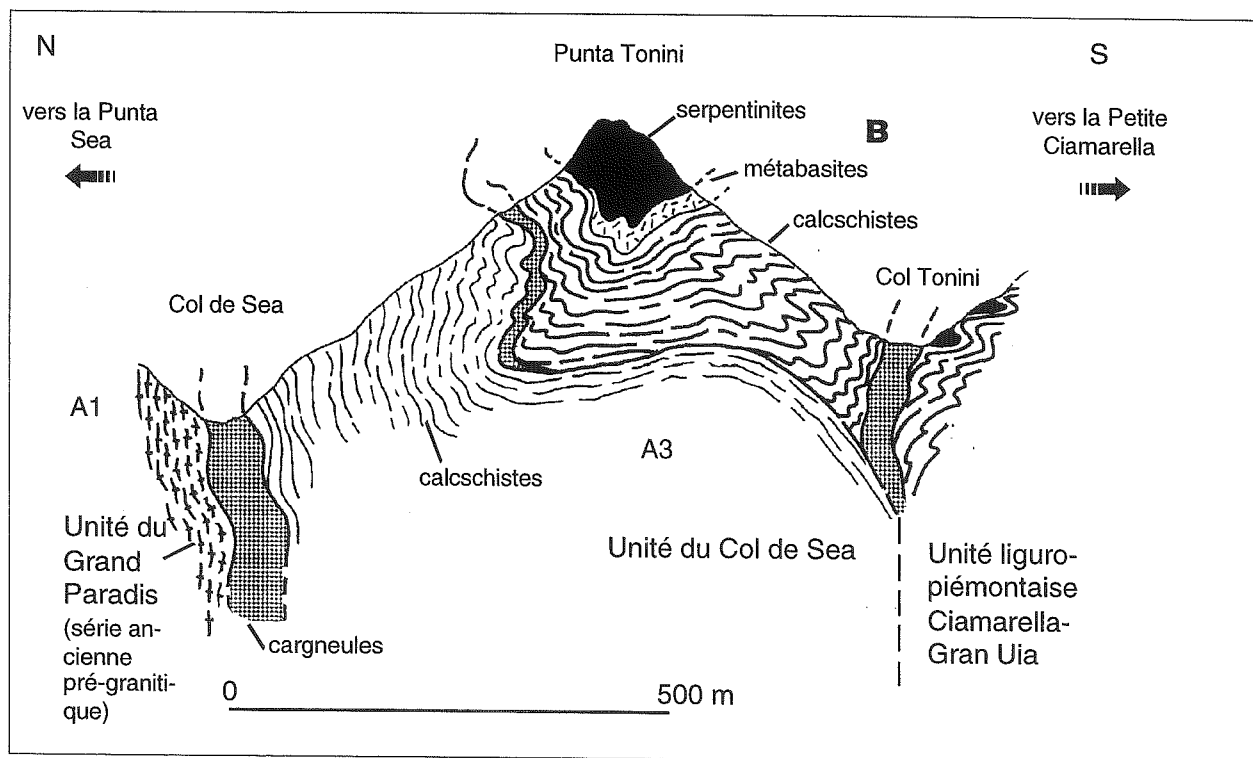


Fig. 92. – Plis post-foliaux E-W du contact anormal séparant l'unité liguro-piémontaise inférieure Ciamarella-Gran Uia (B), de l'unité piémontaise du col de Sea (A3).

d'axes compris entre N 10° et N 160° et à déversement vers l'ouest. Récemment, Tallone, Cadoppi *et al.* [1992] ont proposé une évolution tardive du secteur similaire à celle-ci.

On remarquera que les structures les plus évidentes qui affectent les surfaces de contact anormal séparant les unités de marges et les unités océaniques, c'est-à-dire les surfaces liées à la collision océan-continent, sont celles des contacts majeurs impliquant le matériel briançonnais.

d. Les contacts anormaux intra-unités océaniques inférieures

Des accidents de ce type ont été décelés dans le secteur du refuge d'Avérole.

* Nous mentionnerons pour mémoire un accident qui

ne peut pas être suivi sur une longue distance et donc difficilement analysable. Il est matérialisé par des boudins de serpentinites, alignés au contact de deux masses de metabasites, en rive droite du torrent de la Lombarde sur le revers ouest du Mont Seti (cf. carte géologique en planche hors-texte). Vers le Sud, cette surface n'est plus identifiable; vers le Nord, il est vraisemblable qu'elle est recoupée par le contact intra-unités océaniques qui court du Clapier blanc au Nord jusqu'au ruisseau de l'Oney au Sud (cf. carte géologique et schéma structural).

* Le contact du ruisseau de l'Oney qui sépare l'unité d'Avérole de l'unité Ciamarella Gran Uia offre, en revanche, des points de repères bien analysables dans les ruisseaux du Clapier Blanc et de l'Oney. Il dessine un magnifique V topographique dans l'ombilic qui précède le verrou du refuge d'Avérole.

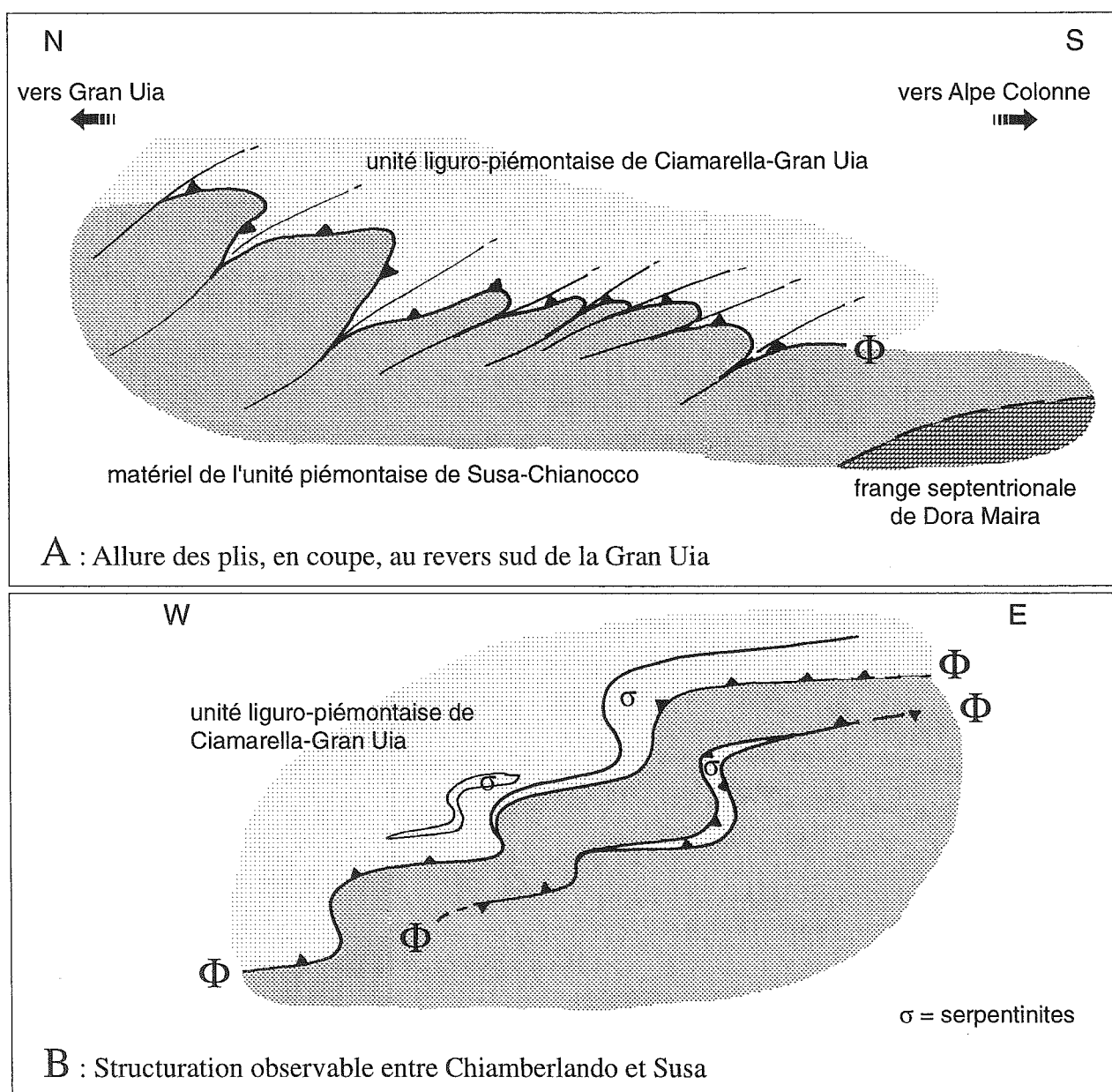


Fig. 93. – Géométrie du contact entre l'unité de Susa-Chianocco (Unité piémontaise s.s.) et l'unité liguro-piémontaise inférieure Ciamarella-Gran Uia.

Dans le ruisseau du Clapier Blanc, la géométrie du contact reste simple. Il tronque par ailleurs les structures E-W ou proches de E-W observables en rive droite du torrent. Il est tronqué enfin par le contact Tuas Venezia-Monte Palonetto-Avérole décrit précédemment (cf. § 3.2.2.).

Dans le ruisseau de l'Oney le contact est jalonné de serpentinites ; il apparaît cependant plus déformé et il est aussi recoupé par le contact Tuas Venezia-Monte Palonetto-Avérole. A faible distance, rive gauche de la confluence, entre le torrent d'Arnes et le torrent de l'Oney les serpentinites, ainsi que les assises encaissantes, sont affectées de replis métriques, d'axes E-W à N 65-70° et à déversement vers le Sud. Plus haut dans le torrent, entre 2720 et 2750 m d'altitude ces serpentinites se réduisent en une charnière complexe à replis multiples cisailés (fig. 94). Les axes des replis sont proches de Nord-Sud (N 0° à N 30°). Ce contact intra-unité Ciamarella-Gran Uia représente donc un plan de glissement sur des plans de schistosité d'un pli isoclinal couché à coeur de serpentinites.

L'ensemble de ces éléments nous autorise à attribuer à ce contact une place similaire dans le temps à celle proposée pour les surfaces séparant l'unité Ciamarella-Gran Uia des unités de Susa-Chianacco, du col de Sea et du Gias Nuovo.

e. Les contacts anormaux intra-unités piémontaises

Ils ne sont repérables que dans l'unité de Susa-Chianocco qui présente du reste la plus vaste surface d'affleurement. Nombreux, ils se localisent, pour l'essentiel, à la limite entre le socle anté-alpin et les dolomies du Trias moyen-supérieur. L'important contraste de rhéologie entre les micaschistes et les gneiss du socle Dora Maira et sa couverture immédiate explique cela. Nous avons mentionné la plupart de ces contacts sur la carte géologique jointe en annexe.

Nous prendrons comme exemple l'un des contacts observables sur le revers Sud du Monte Molaras en bordure du sentier joignant I Piani à Case Coste par l'ouest, vers l'altitude 700 m.

Le détail des structures liées à ce contact est reproduit sur la figure 95. Des plis de cisaillement, à axes courbes proches de Nord-Sud ainsi qu'une schistosité de strain-slip à plan axial de direction N-S et incliné vers l'est sont contemporaines des surfaces de glissement. Ces structures sont nées par cisaillement simple hétérogène. L'axe cinématique de la déformation est dirigé vers l'ouest. Les linéations d'étirement (cf. plus loin) s'accordent avec cette direction.

En conclusion, on retrouve dans cette unité piémontaise des contacts anormaux à structuration

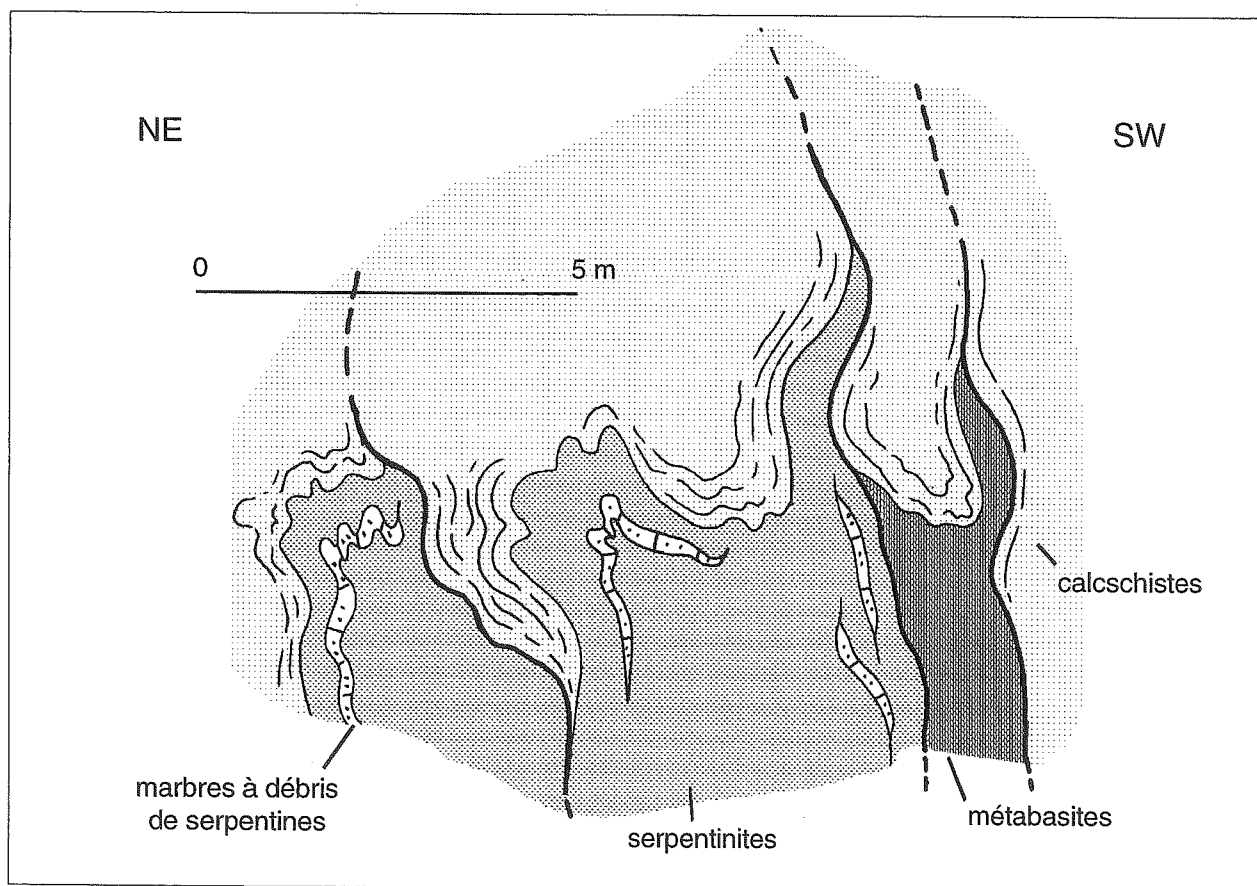


FIG. 94. – Replis métriques cisailés dans les serpentinites qui jalonnent le contact du torrent de l'Oney, vers 2740 m d'altitude.

similaire à celle que nous avons décrite précédemment à l'intérieur de l'unité océanique Ciamarella-Gran Uia.

3. 2. 2. 2. Exemples de structurations méso et microscopiques

Le calage raisonnable de nos données méso et microscopiques ne peut être réalisé qu'après confrontation avec celles déjà établies sur un domaine dont les derniers dépôts sédimentaires sont calés stratigraphiquement. Nous résumerons donc d'abord les conclusions de Allenbach [1982] et Allenbach et Caron [1986] relatives aux données structurales établies sur le matériel briançonnais interne de la bordure SW du Massif d'Ambin tout proche, matériel dont on connaît l'âge tertiaire basal depuis les travaux d'Ellenberger [1958]. Nous détaillerons ensuite les données se rapportant aux différentes unités du secteur étudié.

A. Les générations successives de méso et de micro-structures comparées du briançonnais interne et des Schistes lustrés de la bordure W du massif d'Ambin selon Allenbach [1982]

Les principaux caractères qui ressortent du tableau de la figure 96 sont les suivants :

- La première phase synschisteuse n'existe que dans les Schistes lustrés. Les directions des plis P1 et des linéations L1 sont difficiles à reconstituer. Caron [1977] propose une direction initiale voisine de N-S pour ces plis, dans les Alpes cottiennes. Nicolas [1969] proposait aussi

une direction précoce N-S pour les Schistes lustrés de l'ensellement des Stura. Les phases ultérieures 2, 3 et 4 sont communes aux deux ensembles et nécessairement d'âge post-éocène inférieur.

- La phase 2, synmétamorphe, en conditions HP-BT, donne des structures orientées N 40 et/ou N 140. La linéation L2 est sub-parallèle aux axes de plis P2.

- La phase 3, synmétamorphe, en conditions schiste vert, conduit à des structures orientées sub N-S ou sub E-W. Cette phase 3 est responsable de l'orientation actuelle N 90° de la linéation minérale.

- Les plis P4, en genou, sont sporadiquement associés à une schistosité mal individualisée.

B. Exemples de structures dans les unités liguro-piémontaises médianes

* Perroto *et al.* [1983] ont déjà décrits dans ce matériel quatre phases de structuration. Les structures des phases 2 et 3, de directions proches et comprises entre E-W et N-W - S-E sont bien observables le long de la ligne de crête Monte Palon-Monte Palonetto.

* Cette empreinte tectonique E-W ou proche de E-W est effectivement la plus évidente.

- C'est le cas par exemple dans la haute vallée du torrent de la Lombarde.

D'une part le versant des Favres, compris entre la Pointe du Baounet et l'Ouille du Favre, d'autre part le pied du versant est des Pointes du Grand Fond, révèlent une superposition de plissements d'axes E-W puis N 120° environ (fig. 97a). Ces structures sont généralement très

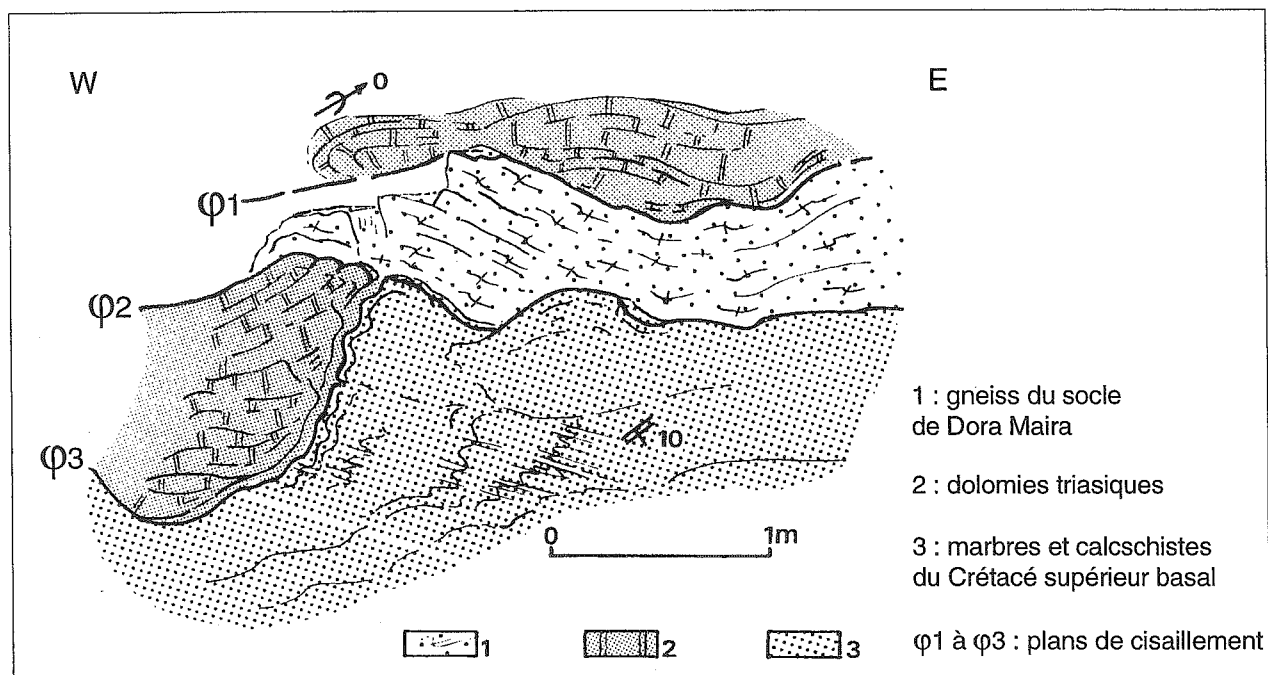


FIG. 95. – Contacts cisailants internes à l'unité piémontaise de Susa-Chianocco.

étirées et les linéations d'étirement présentent systématiquement des directions similaires à celles des axes de plis. La projection des structures d'un versant, sur l'autre versant (fig. 97b) conduit à mettre en évidence ici de grands plis à axes courbes, de fourreaux hectométriques à kilométriques parallèles aux directions des linéations d'étirement sub E-W.

- Dans le massif du Signal du Petit Mont Cenis l'ensemble des calcschistes participe à une grande structure isoclinale flottant sur les évaporites et les cargneules de la digitation du Mont Cenis (fig. 98 et pl. hors-texte 2c, coupe α). La charnière de ce pli kilométrique, de direction E-W, se repère bien dans la montée du col des Randouillards à partir de la Combe de Cléry ; elle est marquée par des niveaux calcschisteux sombres à olistolites de serpentines intensément structurés en microplis E-W d'axes faiblement inclinés vers l'ouest. La schistosité S3 inclinée vers le Nord porte une linéation d'étirement E-W.

- Dans l'unité San Giuseppe-Venaus, des plis kilométriques de deuxième et de troisième phase sont repérables en rive gauche du torrent de la Cenischia. Isoclinaux serrés et couchés, ces plis ont des axes de direction E-W (cf. carte géologique en hors-texte).

C. Exemples de structures dans les unités liguro-piémontaises inférieures

A toutes les échelles, ces structures sont en général plus spectaculaires que dans les unités précédentes.

Fortement marquées dans les metabasites en effet, ces structures apparaissent assez clairement sur les flancs de vallée sub-verticaux. Toutefois, les mesures ne peuvent pas être effectuées partout.

* Dans le secteur d'Avérole.

Les enroulements successifs en trois phases majeures décrits dans les unités précédentes se retrouvent sans difficulté. La figure 99, qui représente un agrandissement de la carte géologique, restitue, outre les plans axiaux de trois générations de structures, les directions de microplissement et les linéations minérales de glaucophane et d'actinote en particulier. L'ensemble de ces lignes appartient à un cône d'axe E-W.

* Dans le secteur du refuge Gastaldi.

Le quart Nord-ouest de la coupe g (pl. hors-texte 2), reproduit sur la figure 100, révèle une structuration extrêmement complexe. Trois phases au moins de plis superposés sont différenciables. Les structures P2, isoclinales, les plus évidentes sont reprises par des plis P3, de cisaillement, à flancs très étirés et à axes courbes. L'axe cinématique (a) est orienté E-W. Finalement la coupe B de la figure 100 est celle d'un pli en fourreau d'allongement E-W.

Enfin, le long du sentier menant du refuge Gastaldi au refuge Cibrario (ou de Pera Ciaval), près du Collarin d'Arnas, la paroi de Schistes lustrés montre en coupe un foisonnement de plis de cisaillement d'axe cinématique E-W. Certaines de ces structures en forme d'yeux signalent les plis en fourreaux (photo 22 et fig. 101).

Les deux photos ainsi que les figures correspondantes

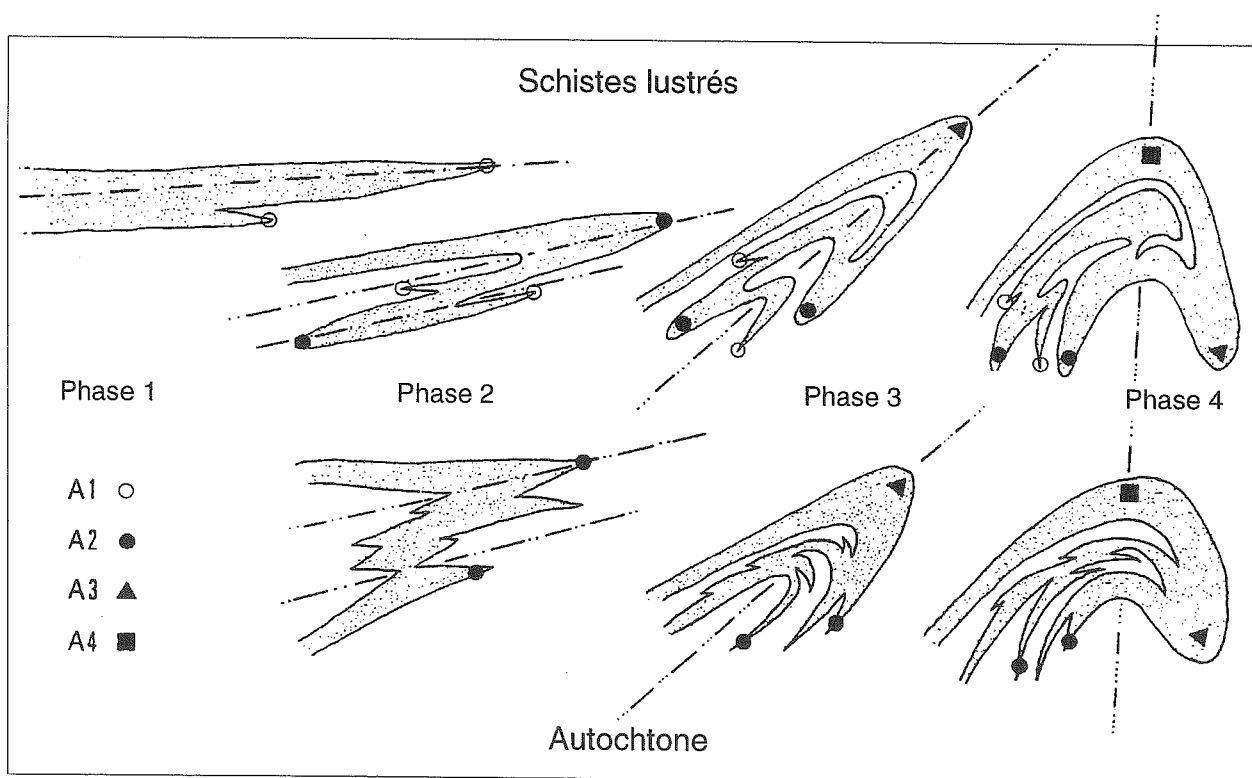


Fig. 96. - Caractères des phases de déformations successives pour les Schistes lustrés et l'autochtone de la bordure ouest du massif d'Ambin [extrait de Allenbach, 1982, p. 78-80].

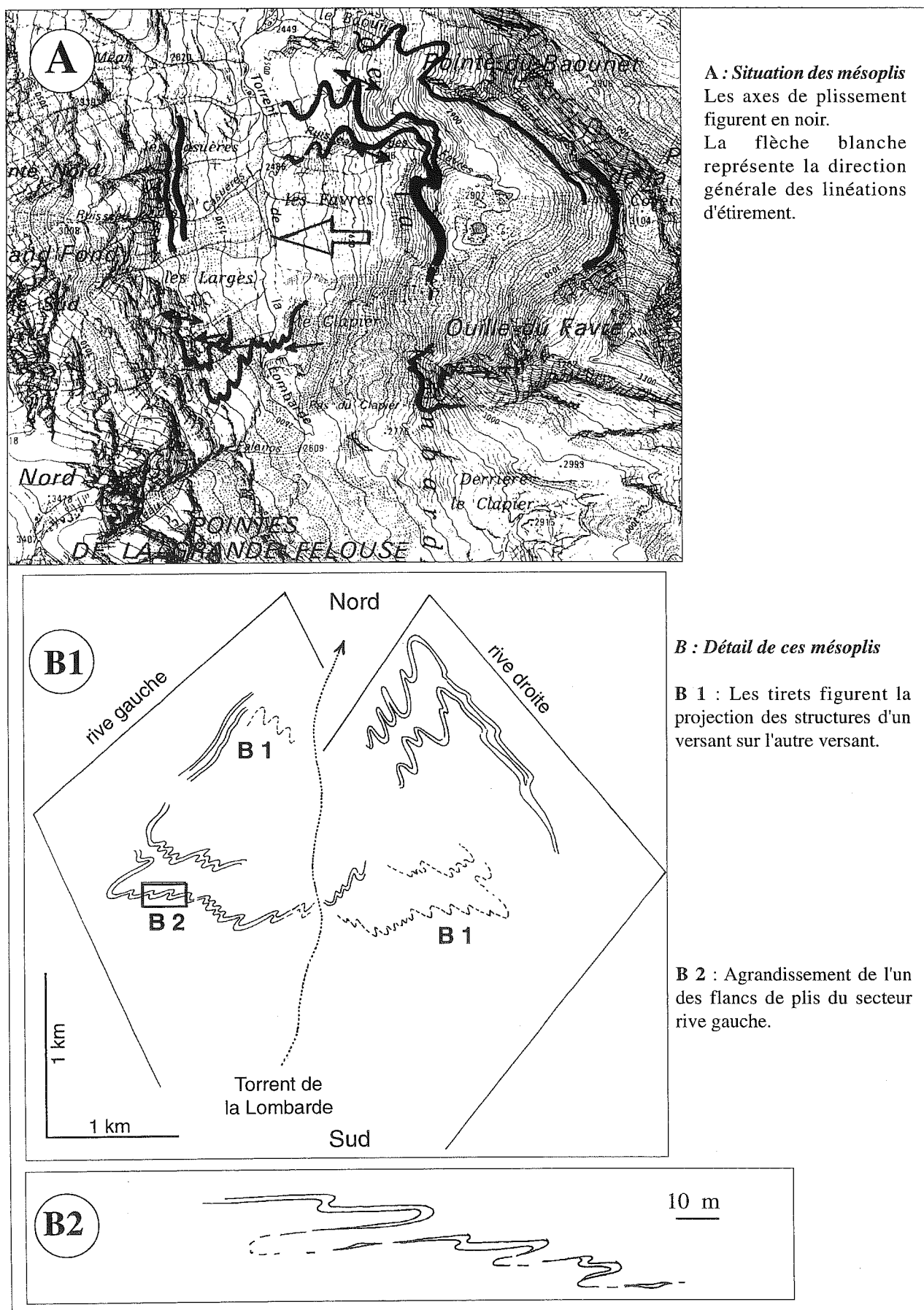


FIG. 97. – Mésoplis de phase 3 en haute vallée de la Lombarde (rive droite, dans le secteur des Favres; rive gauche au pied des Pointes du Grand Fond).

100 et 101 révèlent aussi les très forts contrastes de compétence des bancs. Plis parasites et plis pygmatiques sont en effet généralisés.

D. Les structures observables dans les unités piémontaises s.s.

L'unité de Susa-Chianocco, largement affleurante sur le versant rive gauche de la Doire, autorise de bonnes observations structurales.

Quatre phases de plissement superposées sont dénombrées.

A une foliation omniprésente se superposent en général deux familles successives de plis métriques à décamétriques sub-isoclinaux à isoclinaux, à charnière arrondie, parfois en chevron et à flanc inverse laminé. Ces plis nés par aplatissement-glisement ont des directions axiales s'ordonnant autour des valeurs N 75°-N 95° et N 110°-N 120°. A l'échelle de l'affleurement les linéations d'allongement ainsi que les linéations minérales, de glaucophane en particulier, sont orientées E-W. L'ensemble participe aux mégaplis dissymétriques N-S à vergence ouest déjà décrits pour les autres unités. La figure 102, dessinée d'après un affleurement rocheux situé peu au-dessus de Foresto en rive droite du torrent de

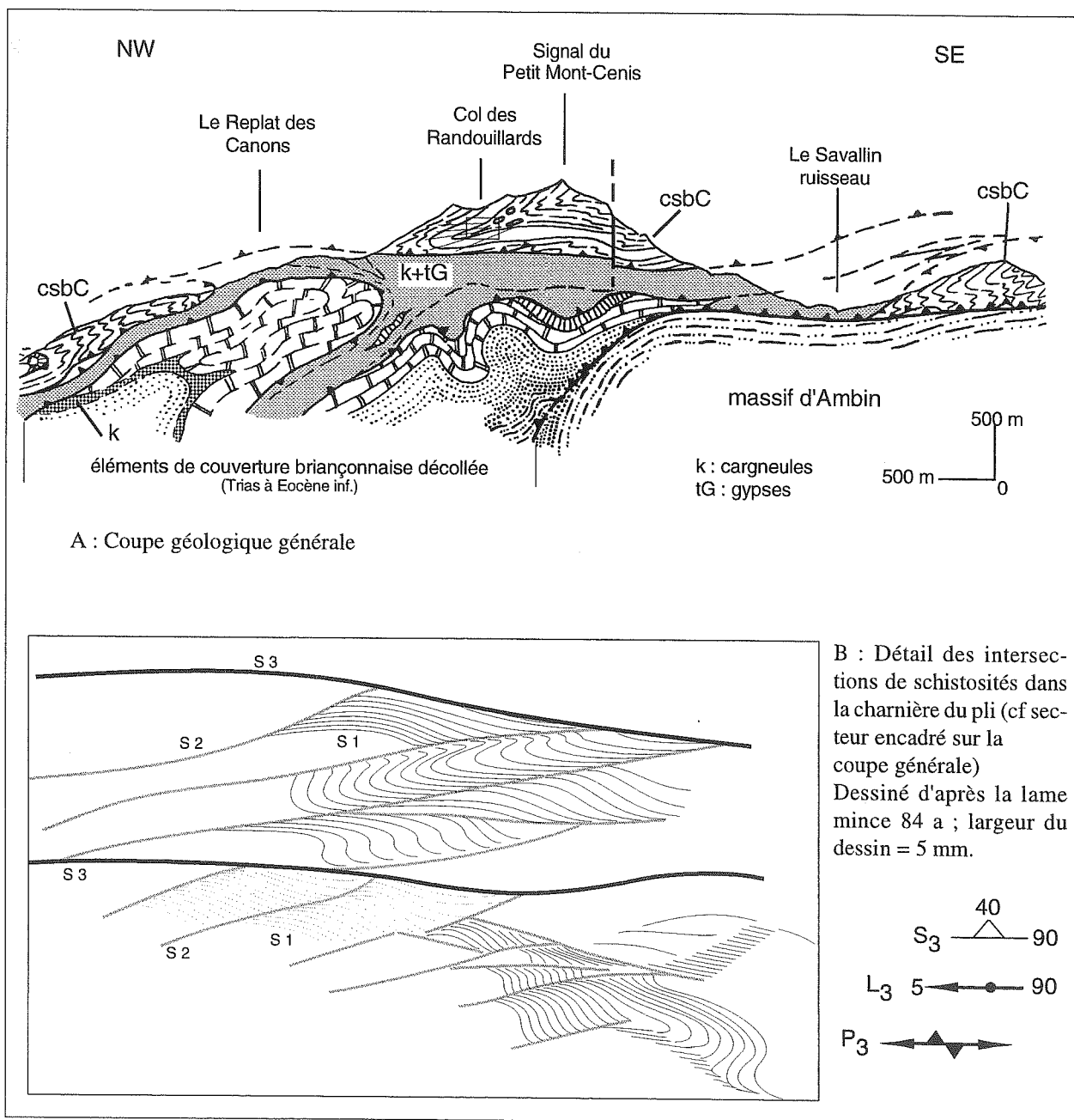


FIG. 98. – La charnière du pli isoclinal kilométrique du Signal du Petit Mont-Cenis.

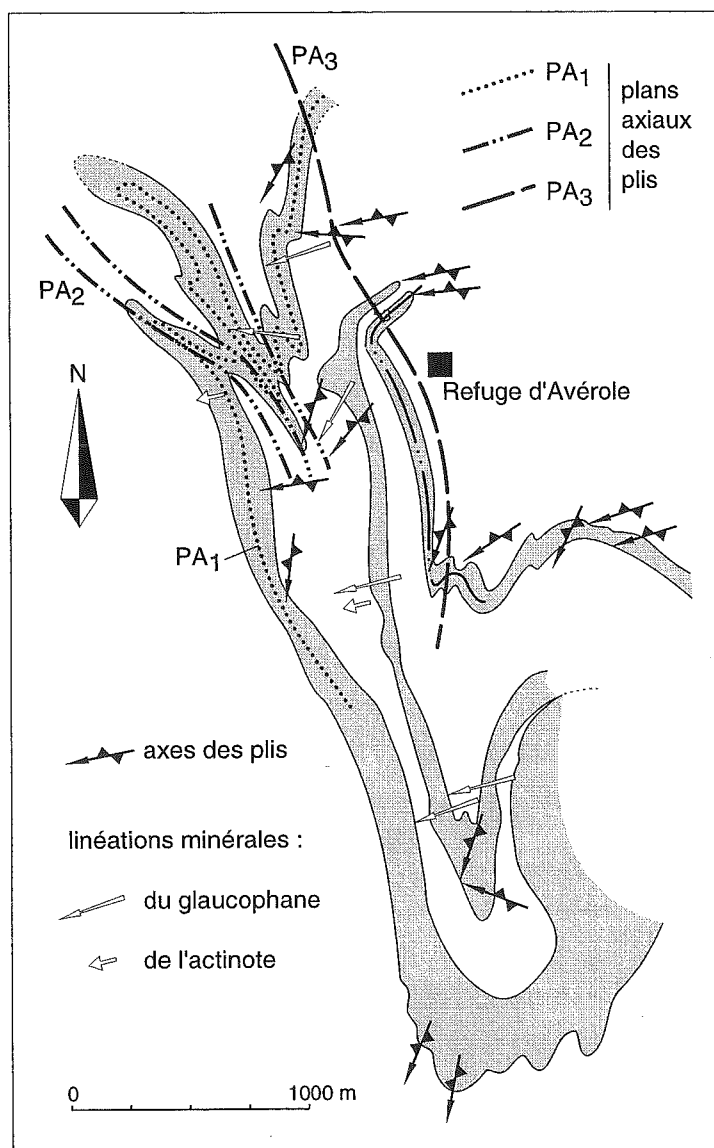


Fig. 99. – Interférences de plis dans les Schistes lustrés du secteur d'Avérole.

Rocciamelone donne l'aspect général des plis P3.

La figure 103 souligne deux points essentiels : d'abord la superposition anormale socle-métadolomies, puis la superposition des plis P2 et P3 selon des directions axiales E-W.

En définitive, l'ensemble des trois premières phases peut se résumer à l'aide du schéma proposé sur la figure 104. L'enveloppe générale des plis est celle de mégaplis à axes courbes, en fourreau, d'axe cinématique (a) Est-Ouest, contemporains de cisaillements multiples.

Analysant un affleurement de métaconglomérats très déformés, en Val Germanasca (massif de Dora Maira), au Sud du secteur étudié, dans l'« ensemble graphitique du Pinerolo » défini par P. Vialon en 1966, Laurent et Etchécopar [1976] définissent la première phase de déformation comme étant majeure, contemporaine d'une schistosité de flux sub-horizontale et d'une linéation

régionale E-W. Les fabriques de forme et de réseau du quartz montrent qu'elle correspond à un cisaillement simple à déversement ouest. En 1982, travaillant sur des galets de quartzites du même ensemble, Chatagnon parvient à la même conclusion. En outre, l'examen de quartzites appartenant à des unités structurales plus élevées dans l'édifice (« Ensemble des calcschistes » de P. Vialon), autorise ce dernier auteur à reconnaître le même régime de déformation.

Cette phase généralisée, dite (1) pour ces auteurs doit en fait être parallélisée avec nos phases (2) et (3).

3. 2. 2. 3. Les linéations

Trois types de linéations ont retenu notre attention. A côté des classiques linéations de microplissement très largement mesurées, les linéations minérales d'actinote, d'amphibole bleu-vert, de glaucophane et de piemontite d'une part et les linéations d'étirement d'autre part, ont aussi été repérées. Les mesures représentatives de trois secteurs sont reportées dans les pages qui suivent sur un fond topographique (fig. 105 a, b et c). Il s'agit des secteurs d'Avérole, de Bussoleno, rive gauche de la Doire et, enfin, de la bordure Nord du massif d'Ambin. Il apparaît ainsi que les linéations de microplissement appartiennent à un cône dont l'ouverture est comprise entre N 80° et N 120°. De plus, l'enroulement de ces linéations autour d'axes de plis de directions similaires souligne le polyphasage de la déformation. Enfin les microplis analysés reprennent une structuration antérieure, N-S dans certains cas ; ils sont en dernier lieu repris par des plis plus ouverts, d'axes N-S, dissymétriques à vergence Ouest. Nous retrouvons ici l'enchaînement des structures notées P3-P4 dans le chapitre précédent.

En ce qui concerne l'ensemble des linéations minérales, les directions mesurées sont multiples mais, là encore, on note un groupement des valeurs selon un cône d'axe E-W. Les autres éléments remarquables concernant ces linéations sont les suivants :

- il existe sans doute deux générations de glaucophane. Certaines sont enroulées par les plis E-W, d'autres non ;

- les linéations d'amphibole verte sont généralement E-W. Dans de multiples secteurs les linéations de glaucophane (ainsi que de piemontite) sont parallèles à celles de l'amphibole verte, les glaucophanes montrant souvent un début de rétro-morphose en amphibole verte sur leur bordure. Ces glaucophanes sont donc vraisemblablement réorientées.

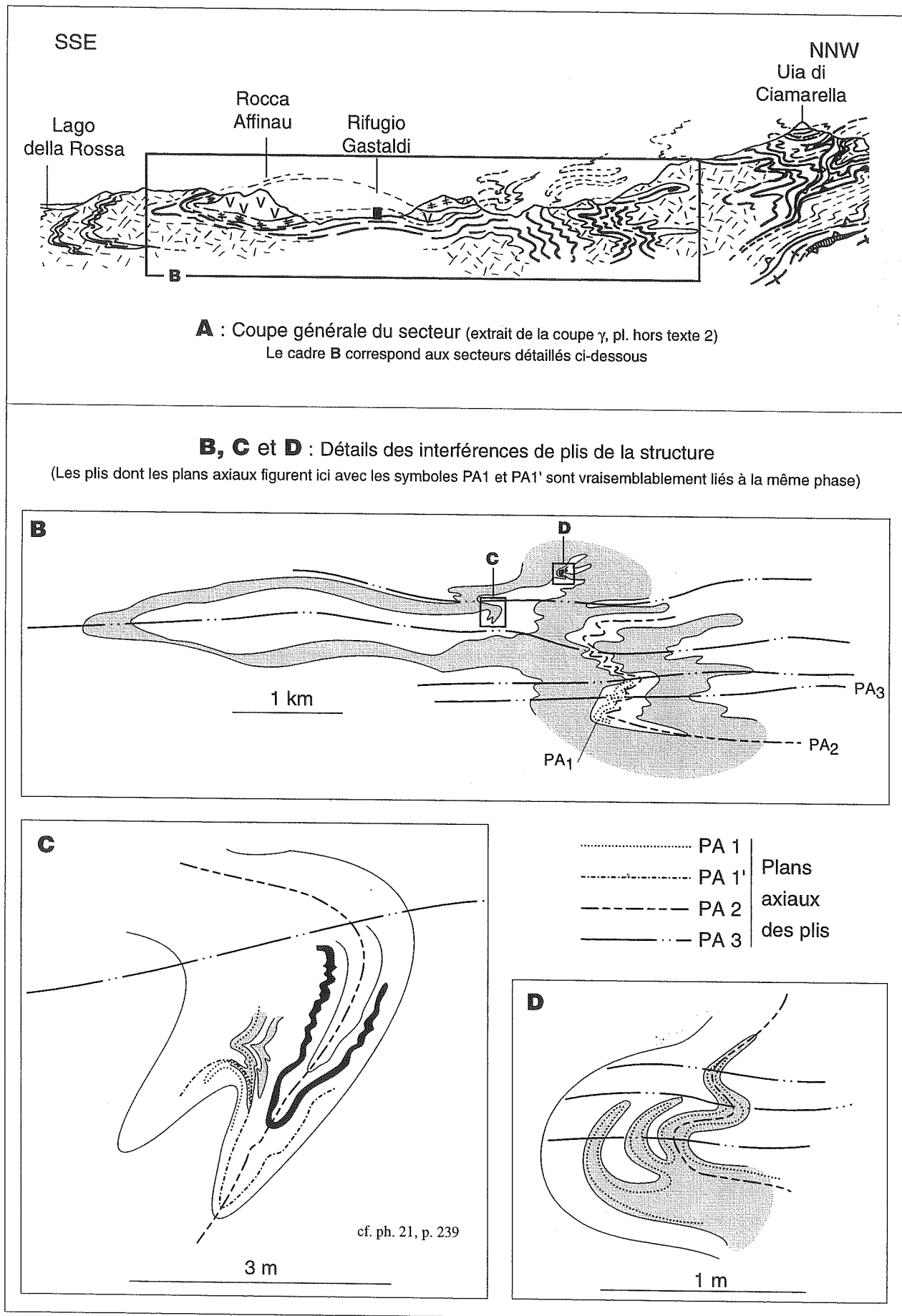


FIG. 100. – Méga et mésostructures du secteur du refuge Albo Gastaldi.

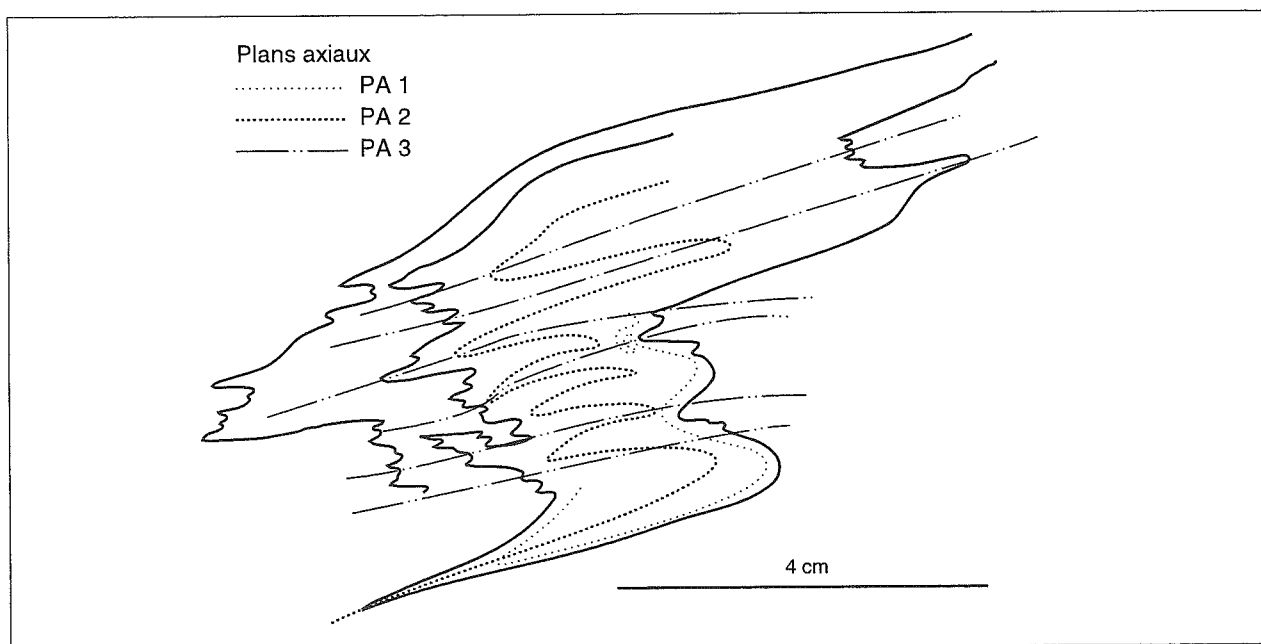


FIG. 101. – Détail des Schistes lustrés du sentier joignant les refuges Albo Gastaldi et Cibrario (coupe transversale perpendiculaire à l'axe (a) des plis P3).

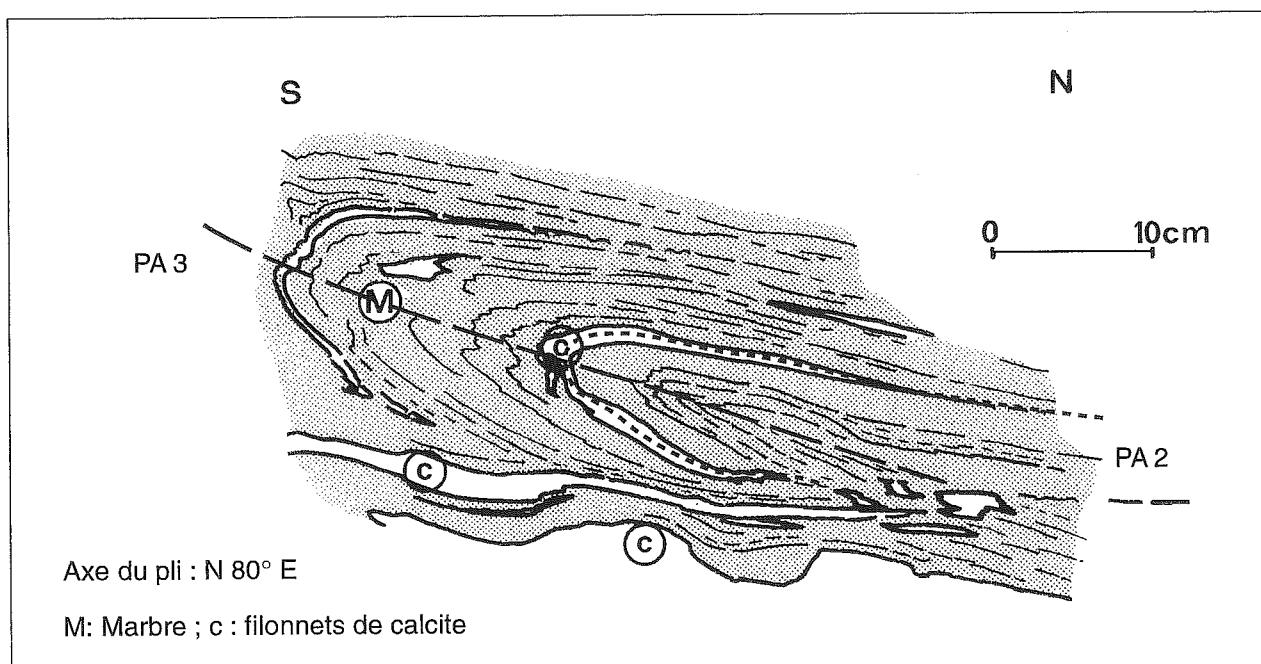


FIG. 102. – Allure générale des plis de cisaillement P3 affectant les marbres du Jurassique moyen-supérieur, en rive droite du torrent de Rocciamelone, au dessus de Foresto.

Enfin, en ce qui concerne les mesures de linéations d'étirement, elles sont également orientées E-W. Elles demeurent donc parallèles ou sub-parallèles aux linéations minérales d'amphibole verte notamment.

Deux conclusions essentielles peuvent être tirées de ces observations. D'une part, il existe une microfabrique

remarquable orientée E-W, reprise par une structuration N-S. D'autre part, cette fabrique E-W s'est réalisée en climat schiste bleu à schiste vert, certaines linéations minérales de glaucophane et de piemontite étant vraisemblablement réorientées parallèlement aux linéations d'amphibole verte.

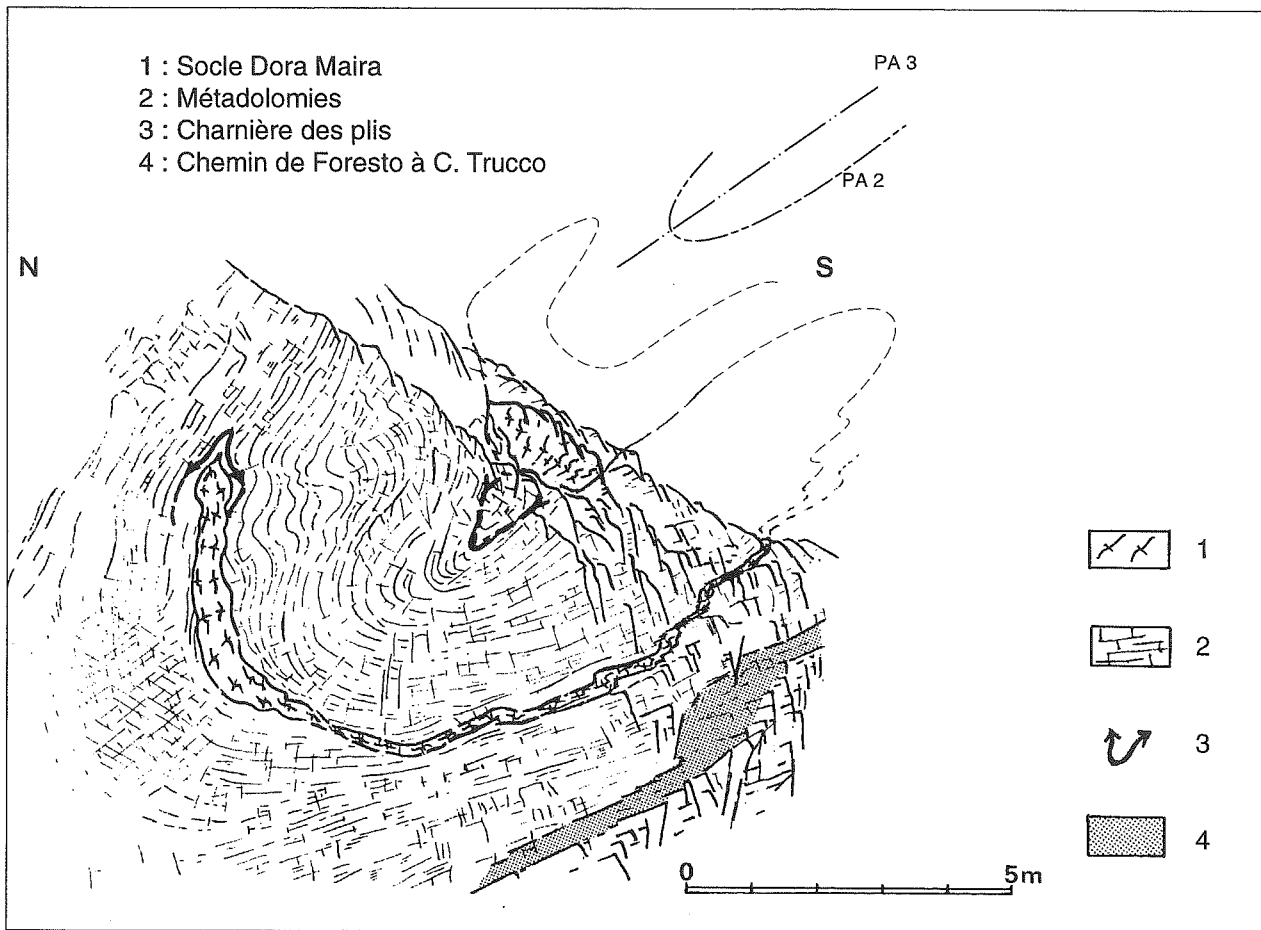


FIG. 103. – Interférence de plis de type 3.

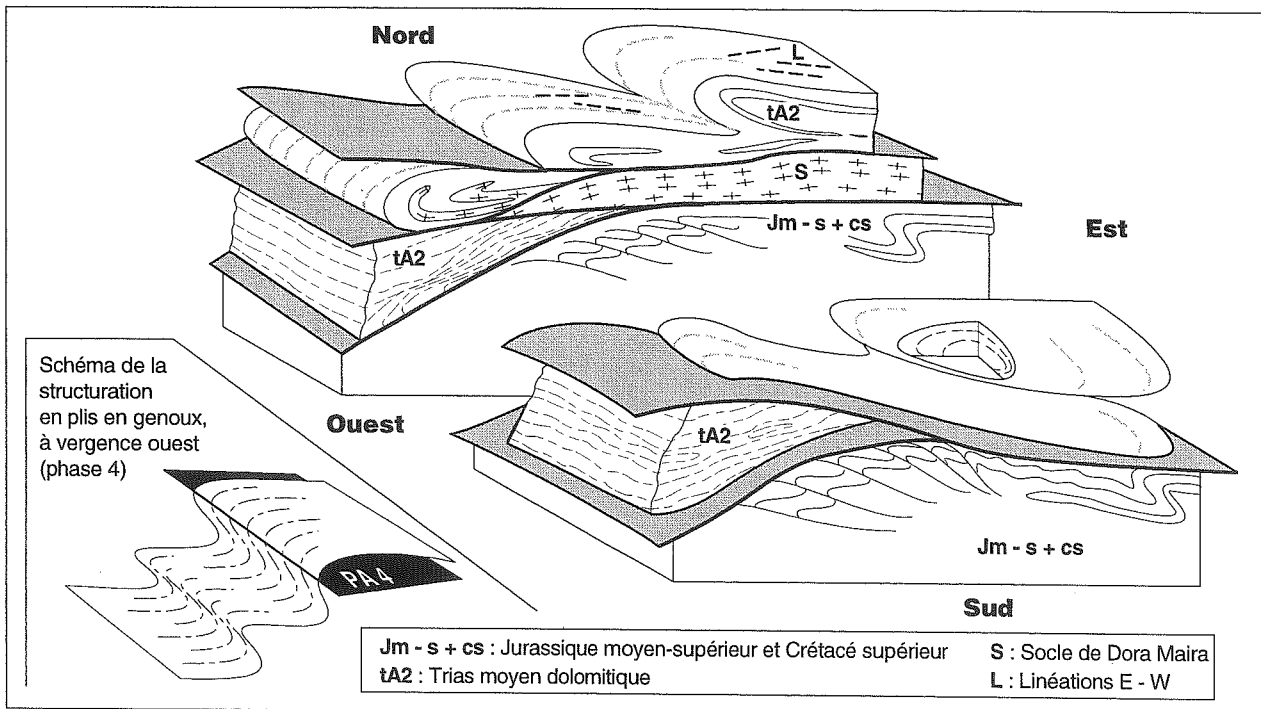


FIG. 104. – Schéma des structures majeures superposées affectant le socle de Dora Maira et le matériel décollé de l'unité de couverture Susa - Chianocco.

3. 3. Conclusions à l'analyse tectono-métamorphique des Schistes lustrés de la chaîne frontière franco-italienne entre Arc et Doire Ripaire

3. 3. 1. Les structures successives et leurs rapports

L'ensemble des données est schématisé sur les figures 106 et 107. Sur la figure 106, qui reprend et complète la figure 88, les principales structures du secteur étudié ont été calées, relativement dans le temps et de manière rétrotectonique. Les structures les plus anciennes, notées (A) correspondent aux contacts anormaux repérés d'une part entre les unités liguro-piémontaises inférieures et les unités piémontaises *s.s.*, d'autre part, entre les unités liguro-piémontaises inférieures et médianes. Comme nous l'avons vu plus haut, les microstructures les plus facilement analysables associées à ces contacts sont celles que l'on connaît pour les structures les plus récentes. On y retrouve en particulier la structuration notée (B), qui lie les Schistes lustrés aux matériaux briançonnais internes ainsi que certaines unités de Schistes lustrés liguro-piémontais (médianes et supérieure). Les structures notées (C) ont été interprétées comme des contacts polyphasés initialement en procharriage vers le Nord-Ouest puis des structures de détachement vers l'Est ou le Sud-Est. Finalement, ce sont des couloirs de fracturation, associés ou non à de grandes voissures tardives (notées (D), qui structurent le secteur. La figure 107, qui complète la figure 73, replace l'ensemble des structures analysées dans un cadre général, lithostratigraphique et métamorphique.

Quatre étapes successives majeures résument cette évolution.

A - Naissance de premières nappes collisionnelles liant les unités structurales issues de la fermeture de l'océan à l'extrême bordure continentale européenne (unités liguro-piémontaises inférieures et sans doute médianes aux unités piémontaises *s.s.*).

Les structures réalisées, difficilement analysables du fait des reprises ultérieures [cf. Cadoppi et Tallone, 1992], appartiennent à l'intervalle de temps 90-65 Ma (phase éo-alpine). Syn-métamorphes et générées en conditions du faciès éclogitique, elles conduisent à l'individualisation d'une première (ou des premières) ceinture métamorphique alpine. Cette ceinture supporte le matériel des unités liguro-piémontaises supérieures. Elle est finalement suturée par les dépôts fini-crétacé supérieur de la Pointe du Grand Vallon équivalents des dépôts du Flysch à helminthoïdes [Deville, 1987].

B - Les secondes nappes collisionnelles interviennent postérieurement à l'Eocène inférieur dans l'intervalle 38-40 Ma (phase méso-alpine). Elles lient les matériaux de la première ceinture métamorphique à ceux du domaine briançonnais interne.

Nées en conditions profondes, crustales, elles donnent

lieu à des mégastructures spectaculaires (« digitations ») et à diverses structurations d'échelle moindre dont une, Est-Ouest, transverse à la chaîne, remarquable dans tout le secteur considéré (structures en fourreaux).

L'ensemble de ces seconds événements symmétamorphes conduit à l'élargissement de la ceinture métamorphique crétacée. Ils s'achèvent probablement en condition de sub-surface en donnant naissance à des contacts anormaux à géométrie relativement simple, séparant des ensembles structuraux composites (premier mouvement en procharriage le long du contact Le Planay-Gran Scala-Venaus par exemple).

C - Naissance de failles normales, ductiles, profondes. Les contacts anormaux Tuas-Venezia-Monte Palonetto et Le Planay-Gran Scala-Venaus sont sans doute l'expression de fractures profondes plus importantes permettant le réajustement de la chaîne. Ces mouvements sans doute fini-éocènes et oligocènes paraissent se faire vers l'est mais seule une étude plus générale portant sur l'ensemble de la frange du massif d'Ambin permettrait de véritablement l'affirmer.

D - Les dernières structures majeures consistent en voissures tardives sans doute précédées mais aussi liées au jeu de grands couloirs de fracturation, l'ensemble de ces tectoniques conduisant aussi au réajustement de la chaîne actuelle.

3. 3. 2. En ce qui concerne les microstructures

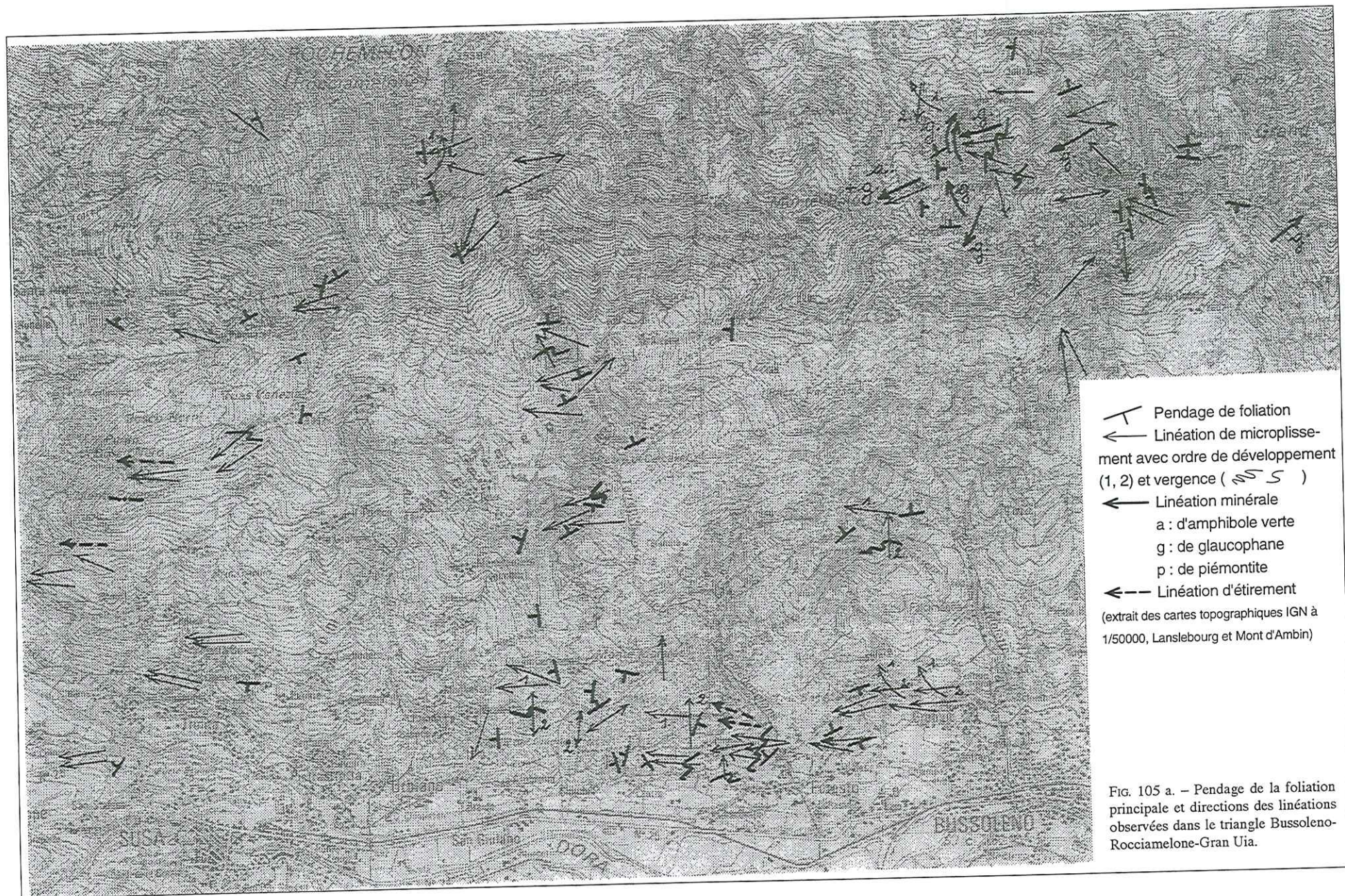
Trois points sont à souligner :

a- Les matériaux des diverses unités de Schistes lustrés possèdent, outre les micro-structures observables dans les terrains du domaine briançonnais interne, un ensemble de structures antérieures dont une foliation métamorphique. Les axes de ces structures demeurent cependant trop dispersés pour que l'on puisse reconstituer les conditions géométriques de la déformation.

On rapportera ces premières microstructures à l'individualisation des premières nappes collisionnelles.

b- Dans l'état actuel des connaissances il est impossible de mettre en évidence une réelle différence de structuration entre les matériaux des unités piémontaises *s.s.* et ceux des unités liguro-piémontaises inférieures. Il s'en suit que la subduction n'est pas le mécanisme qui règle - au début au moins - la fermeture de l'aire océanisée téthysienne. Cette fermeture a dû s'effectuer, comme le proposait déjà J.M. Caron en 1977, en conditions non métamorphique.

c- Un élément est particulièrement remarquable dans l'ensemble de ces micro-structures, c'est la quasi généralisation de marqueurs E-W, notamment des linéations, qu'ils soient précoces ou tardifs. Cette disposition implique une phase majeure symmétamorphe tardive (à partir de la phase mésoalpine) provoquant la réorientation des marqueurs plus anciens (éoalpins).



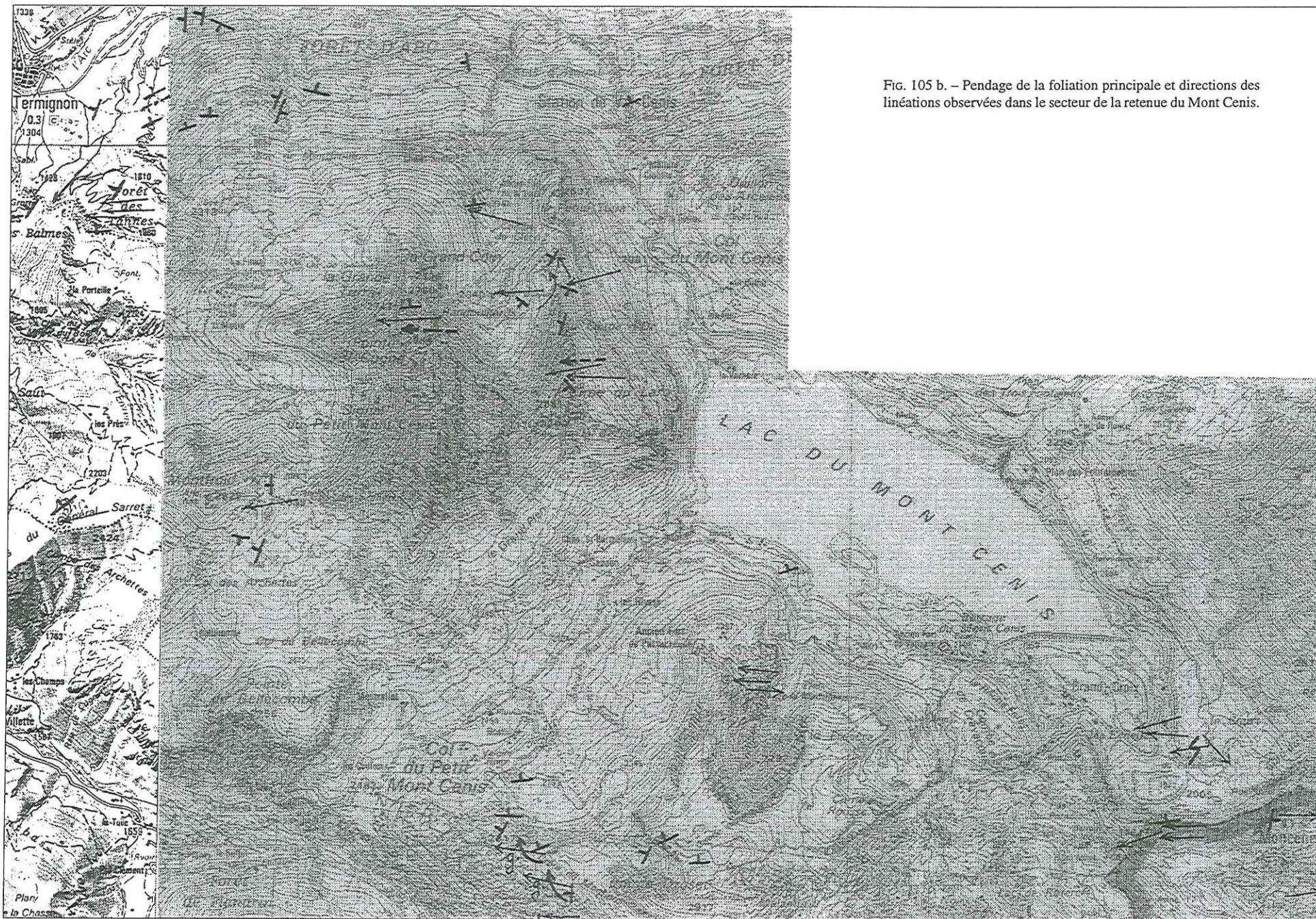
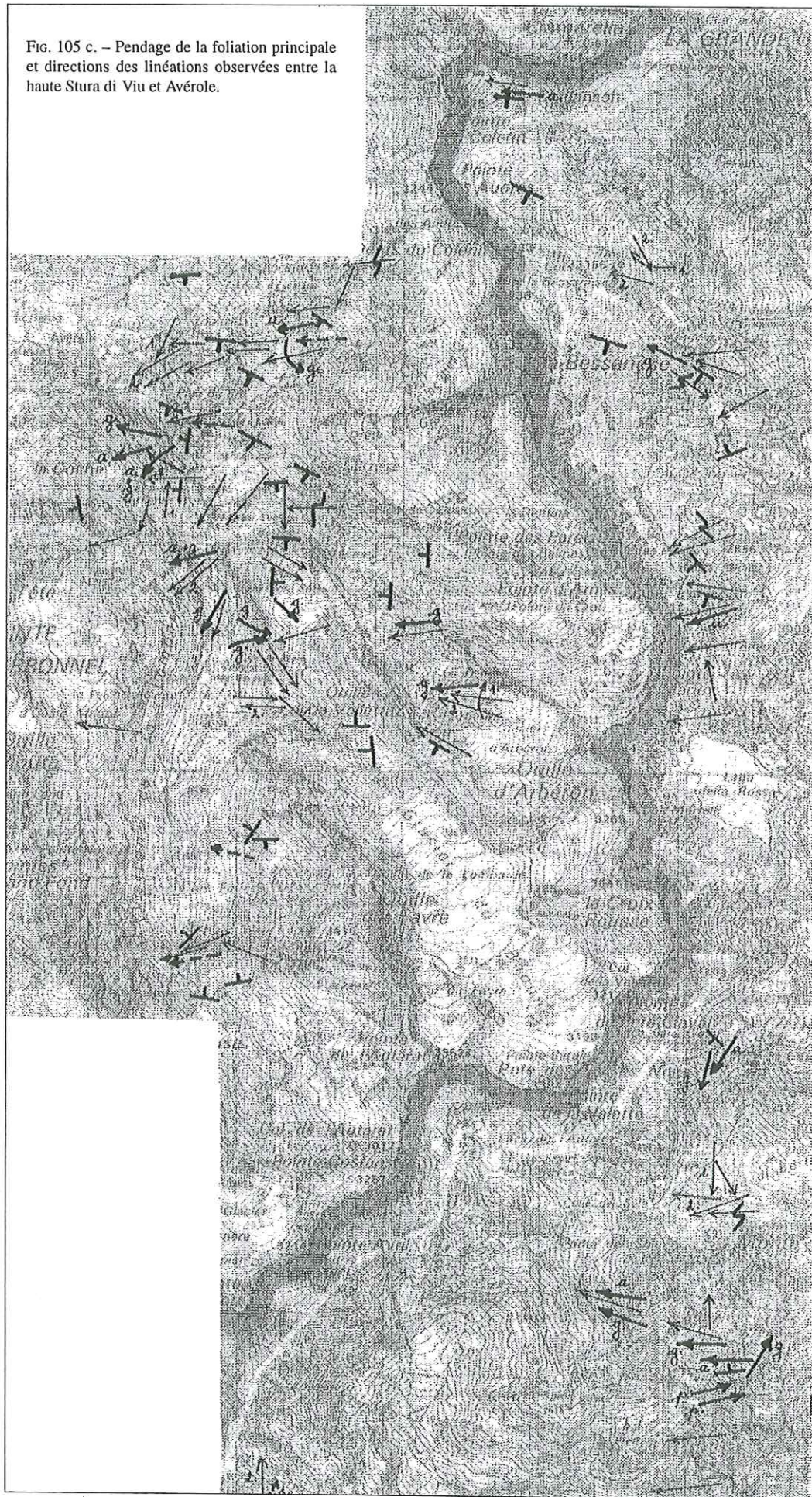


FIG. 105 b. – Pendage de la foliation principale et directions des linéations observées dans le secteur de la retenue du Mont Cenis.

FIG. 105 c. — Pendage de la foliation principale et directions des linéations observées entre la haute Stura di Viù et Avérole.



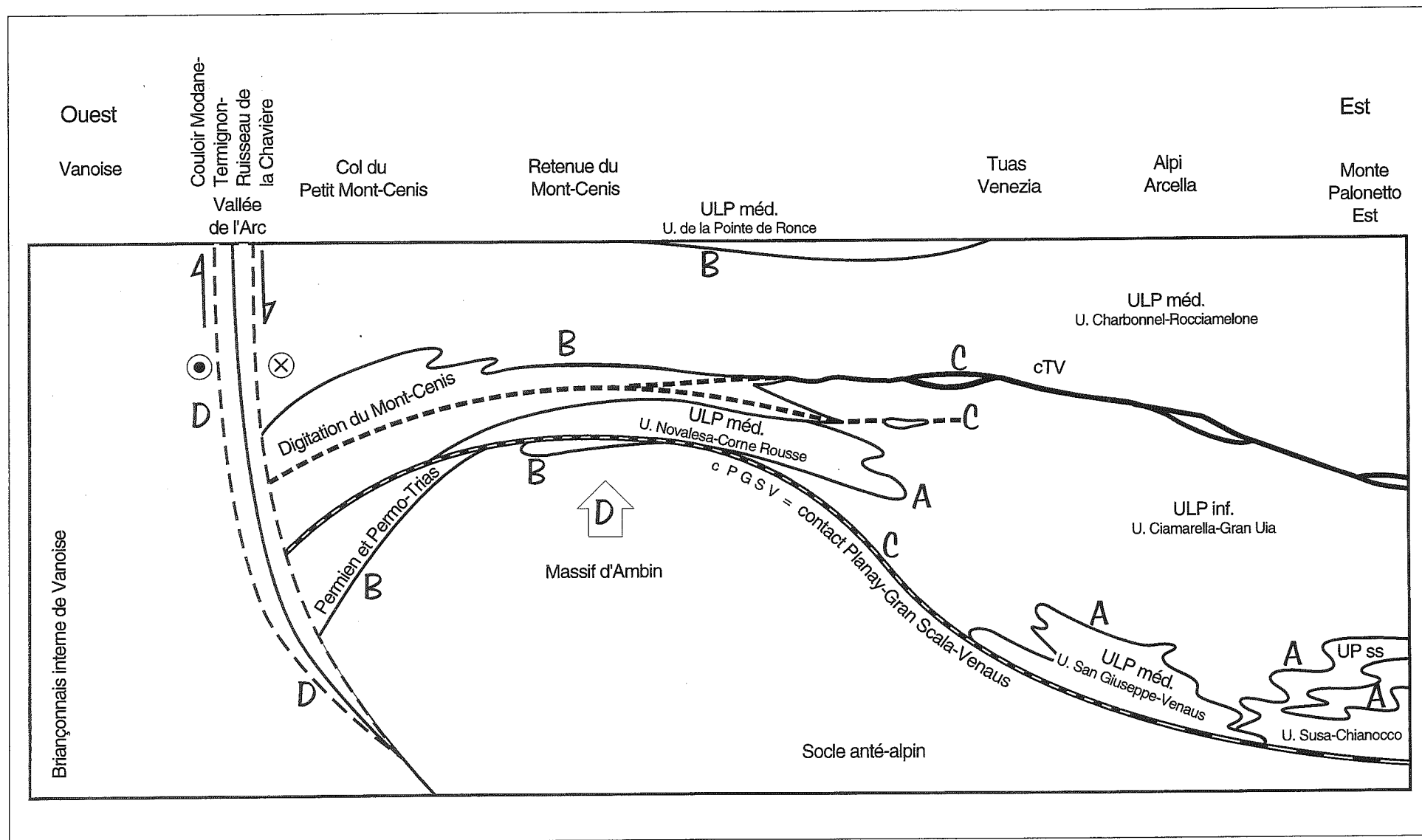


FIG. 106. – Schéma des structures principales du secteur de la chaîne frontière franco-italienne. Les repères structuraux et chronologiques A,B,C, et D sont décrits dans le texte.

2^{ème} PartieLES UNITÉS PIÉMONTAISES S.S. ET LIGURO-PIEMONTAISES
DES ALPES GRAIES MÉRIDIIONALESLITHOSTRATIGRAPHIE ET STRUCTURES DES « SCHISTES LUSTRÉS »
LES PRINCIPALES ÉTAPES DE L'ÉVOLUTION DU BASSIN OCÉANIQUE LIGURO-PIÉMONTAIS

CHAPITRE II

LA RÉGION DE LANZO

1. – INTRODUCTION

Cette région a retenu notre attention dès le début de nos travaux de thèse. Elle focalisait une multitude de problèmes d'ordre différents qui ne paraissaient pas étrangers à ceux que l'on tentait de résoudre plus à l'ouest dans le pays des Schistes lustrés plus classique. Avec le massif cristallin anté-alpin de Sesia, le massif péridotitique de Lanzo forme la célèbre zone Sesia-Lanzo, entre le Val Sesia au Nord et la vallée de Lanzo au Sud. Si l'unité géographique de cet ensemble était évidente, la signification structurale des divers matériaux qui le constituait demeurait en revanche très peu claire.

Le massif de Lanzo, d'abord représenté comme un élément de paléocroûte océanique téthysienne, deviendra une partie du manteau sous-continentale insubrien avant de réintégrer l'ensemble des ophiolites alpines [cf. 1^{ère} partie, chap. IV : Revue bibliographique].

Rapidement différenciée en trois unités lithostratigraphiques distinctes, respectivement nommées, d'Ouest en Est et du bas vers le haut, unité des « gneiss minuti », unité des micaschistes éclogitiques et unité dite « Seconde zone diorítico-kinzigitique » ou « II DK » [Dal Piaz *et al.*, 1971 et 1972 ; Compagnoni *et al.*, 1977 ; Caby *et al.*, 1978], la zone Sesia peut se comprendre comme un édifice de nappes de socle [Caby et Comes, 1975]. A l'alpin ces éléments subissent une évolution tectono-métamorphique respective contrastée [Dal Piaz, 1974 ; Lattard, 1974 ; Lardeaux, 1981 ; Lardeaux *et al.*, 1982]. A l'affleurement l'unité des gneiss minuti n'offrait que des assemblages du faciès schiste vert alors que l'unité des micaschistes éclogitiques présentait clairement les témoins de conditions éclogitiques. La II DK, mal connue dans son ensemble, se signalait par des assemblages éclogitiques cantonnés vers la base mylonitique de l'unité. Les travaux récents de Spalla *et al.* [1991] ont conduit à

simplifier cet édifice. Les deux premières unités appartiennent à une seule entité structurale initiale et c'est l'évolution tectono-métamorphique tardive alpine (décrochevauchement frontal en condition schiste vert) qui induit au front de l'ensemble la quasi disparition des assemblages éclogitiques alpins. Ces derniers demeurent en revanche bien conservés dans les secteurs internes de la zone Sesia. Enfin, en ce qui concerne la II DK, dont les matériaux constitutifs sont similaires à ceux de la zone Ivrea-Verbano (ou I^{ère} DK) d'appartenance sud-alpine, le problème de l'emprise du métamorphisme éclogitique reste entier. A ce jour, aucun assemblage d'intensité métamorphique supérieur à celui à glaucophane-chloritoïde n'a pu y être mis en évidence.

Ainsi on ne sait pas vraiment si l'édifice de nappes de socle s'est réalisé antérieurement aux temps alpins ou pendant le cycle alpin. Si une multitude d'études tectono-métamorphiques sont venues préciser l'évolution alpine profonde de l'essentiel de ces matériaux, très peu de données concernent les couvertures ou les unités de couverture alpine de ces massifs.

Quant aux relations structurales entre l'ensemble Sesia et l'ensemble Lanzo, les opinions divergeaient aussi fortement. De nombreux auteurs [Aubouin *et al.*, 1977 ; Campagnoni *et al.*, 1977 ; Dal Piaz G.V. *et al.*, 1972, 1974 a et 1974 b ; Ernst, 1978 et Wozniak, 1977] reconnaissaient dans le massif de Lanzo - par comparaison avec le massif de Baldissero tout proche - le manteau supérieur de la zone d'Ivrée (domaine sud-alpin) situé structuralement au-dessus du massif de Sesia ; d'autres, en revanche [Caby *et al.*, 1978] plaçaient ce même massif de Lanzo sous celui de Sesia.

Enfin, les limites tectoniques majeures actuelles de l'ensemble dans ce secteur prêtaient aussi à une multitude d'interprétations, qu'il s'agisse de la célèbre ligne insubrienne à l'est, siège d'anomalies géophysiques majeures connues depuis longtemps et frangée à l'est par la zone dite du Canavese plus ou moins énigmatique, ou

de la Ligne des écaillés de Viù à l'ouest.

Dans un tel contexte géologique et compte tenu des difficultés du relief, nous n'avons voulu apporter que des faits de terrain se rapportant à des problèmes clés étudiables en des lieux très précis.

2. - LES DONNÉES DE TERRAIN

2. 1. Relations structurales entre le massif de Lanzo et le massif de Sesia dans la région de Lanzo (Italie)

● Ces données sont extraites des travaux de Blake, Fudral et Roure [1980].

● Elles ont été analysées entre le Monte Ciucrin au N-NW de la ville de Monastero di Lanzo et Germagnano, secteur qui paraît sur les cartes géologiques à 1/100 000, Susa et Torino, favorable à l'examen de ces relations structurales (fig. 108). Nous ne nous sommes pas occupés de l'écoulement plastique dans les lherzolites, ni des déformations qui en résultent. Les affleurements de lherzolites fraîches sont d'ailleurs très peu fréquents dans cette partie Nord du massif de Lanzo ; nous n'avons pu observer en effet qu'un seul site présentant des lherzolites clairement rubanées (Punta Serena, versant Sud) et qu'un seul site montrant quelques filons de gabbros à diopside (Monte Cresta, versant Nord-Est).

● Les relations structurales entre les gneiss Sesia et les serpentinites de Lanzo ne sont claires qu'en de très rares points. La plupart du temps, seules des portions de structures sont observables. Le secteur des villages de Mombresto et de Gisola permet de voir malgré tout un élément de ces rapports structuraux. Au niveau du premier lacet de la route qui joint Mombresto à Gisola, en partant de Mombresto, en $x = 377,050$ km ; $y = 5016,650$ km [carte topographique I.G.M.I., n° 55, Ceres 1/25 000] apparaît une antiforme à coeur de gneiss Sesia. Les deux flancs sont visibles à l'aval du lacet ; la charnière, très déformée, s'observe immédiatement à l'amont du lacet ; elle a été affectée par une déformation ultérieure à celle qui lui a donné naissance.

Plus généralement la réalisation de la carte géologique et de coupes détaillées entre Mombresto et Gisola (fig. 109 et coupes E, D et C tout particulièrement) fait systématiquement apparaître les serpentinites de Lanzo en synformes dans le massif de Sesia. Dans ce secteur donc, les gneiss Sesia sont, au moins sur les coupes, structuralement en-dessous des serpentinites de Lanzo.

Si l'on examine en outre le secteur de la demi-fenêtre de Pagnetto-Traves, sur la terminaison méridionale du massif de Sesia (partie Sud-Ouest de notre carte) on observe que, sous le massif de Lanzo viennent d'abord

des Schistes lustrés *s.l.*, puis les gneiss Sesia (cf. carte géologique Susa à 1/100 000). Le massif de Lanzo est donc ici, clairement, le terme le plus élevé du dispositif structural.

En conséquence il nous paraît raisonnable d'interpréter la bordure Nord du massif de Lanzo comme un ensemble reposant tectoniquement sur le massif de Sesia. De telles observations, qui correspondent d'ailleurs à celles effectuées par Worniak [1979], s'intègrent bien d'une part à l'hypothèse de Nicolas [1974] selon laquelle l'intrusion du massif de Lanzo se serait faite de l'Est vers l'Ouest ; et, d'autre part, à l'essai de synthèse proposé par Aubouin *et al.* [1977] concernant les rapports entre les Alpes occidentales et les Alpes orientales et selon lequel le massif de Sesia appartiendrait au socle de la paléoplaque européenne chevauchée par le massif de Lanzo, base de la paléoplaque africaine *s.l.*

En dehors de ces deux secteurs, on ne peut effectuer que des observations indirectes sur les structures. Outre l'intime association, dans la déformation, des serpentinites et des gneiss, on note :

a- l'abondance des microplis décimétriques à métriques, semblables ou isoclinaux, orientés préférentiellement Est-Ouest ou ENE-WSW et déversés au Sud. Nous rejoignons en cela les observations de G.V. Dal Piaz *et al.* [1972, p. 440] selon lesquelles les parties les plus internes du massif de Sesia, et plus au Nord alors que ce massif est orienté plus franchement NE-SW, « décrivent de grands plis inclinés ou couchés, amples, serrés ou laminés, avec vergence vers la plaine du Pô ». Toutefois, la lecture de travaux plus récents [Spalla *et al.*, notamment, à partir de 1983] autorise à voir dans ces structures, des plis plurikilométriques en fourreaux, d'axes E-W ou proches de E-W [cf. également Minningh, 1979].

b- la fréquence des mylonites de serpentines. Ces roches, véritables schistes antigoritiques, sont caractérisées par une déformation et une recristallisation concomitante très prononcée. Les spinelles montrent en effet un aplatissement et un étirement nettement repérables dans le plan de foliation. Ces observations témoignent en faveur de déformations produites dans le niveau structural inférieur.

c- enfin, l'existence d'un écaillage intense qui se traduit par la présence de lames de gneiss, métriques à décimétriques, fichées dans les serpentinites de Lanzo et bien visibles au niveau du Ponte del Tesso, sur la route de Monastero di Lanzo ; de la même façon, le long de la piste Tortore-Chiaves, des amas de serpentinites très laminées apparaissent au sein des gneiss Sesia (fig. 109 b).

En conclusion, il découle de nos observations que la bordure nord du massif de Lanzo, constituée essentiellement par des serpentinites, repose tectoniquement sur les gneiss de la zone Sesia, et apparaît

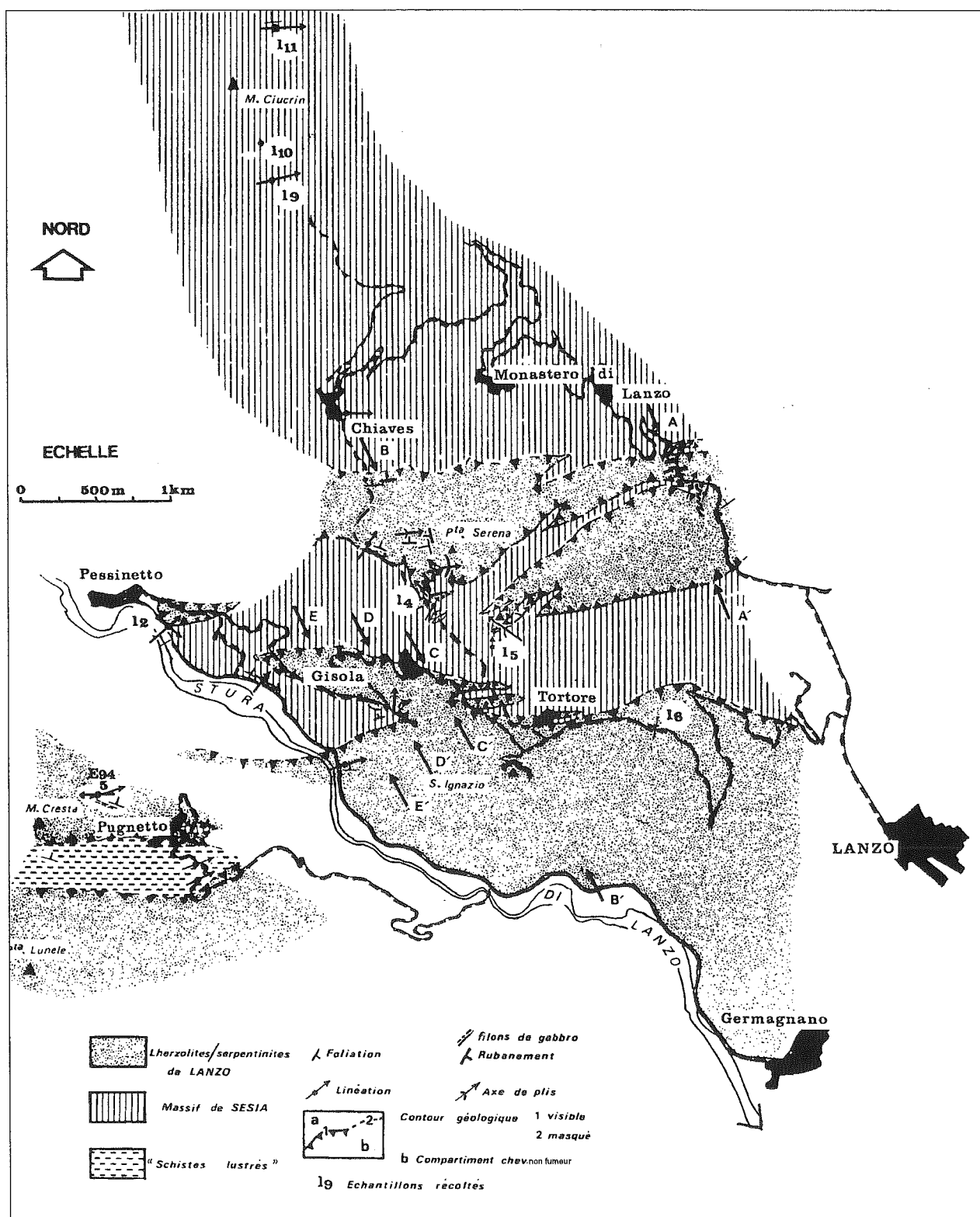


FIG. 108. — Carte géologique du secteur étudié, près de Lanzo. Localisation des coupes A, B, C, D et E de la fig. 109 [Feuilles IGM Lanzo-Torinese et Ceres à 1/25 000].

en étroites structures synclinales d'orientation générale Est-Ouest ou ENE-WSW déversées vers le Sud-Est et fortement écaillées.

Nous pensons donc que de toutes les phases de

déformation deux sinon trois sont essentielles pour rendre compte des structures observées :

1. mise en place tectonique du massif de Lanzo sur les gneiss Sesia.

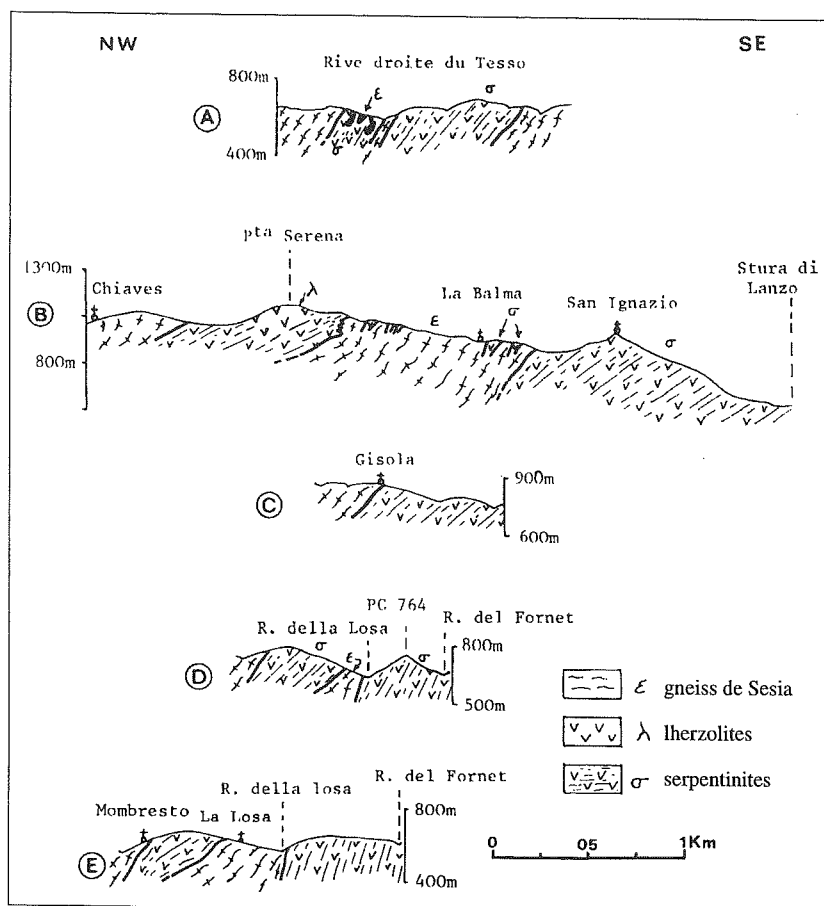


Fig. 109. – Coupes géologiques sérieées NW-SE dans la terminaison nord du massif de Lanzo.

2. plissement de l'édifice complet selon des plis d'axes Est-Ouest sans doute en fourreaux.

3. écaillage de l'ensemble, suite éventuelle de la phase précédente ou phase indépendante. La coupe interprétative

(fig. 110) résume ces faits.

● En ce qui concerne le métamorphisme. Dans les roches ultrabasiques, on observe une très nette recristallisation syntectonique d'antigorite. Cependant, la zoïsite et éventuellement l'omphacite peuvent largement remplacer les plagioclases dans certaines péridotites.

Dans le massif de Sesia, deux types de roches peuvent être différenciés :

- des gneiss quartzo-feldspathiques, anciens grani-toïdes ;

- des schistes « mafiques », c'est-à-dire riches en éléments ferromagnésiens, compacts, de couleur sombre et provenant vraisemblablement d'anciens basaltes ou d'anciens gabbros.

Deux paragenèses minérales se superposent dans chacun de ces deux types de roches ; l'une est précoce et comporte en particulier des grenats, de la zoïsite, du glaucophane et du rutile ; l'autre, plus récente, présente en particulier de l'amphibole verte et de la chlorite.

Dans les deux variétés de roches du massif de Sesia, les amphiboles bleues sont alignées parallèlement aux plis Est-Ouest décrits plus haut ; elles apparaissent ainsi contemporaines de la formation de ces plis.

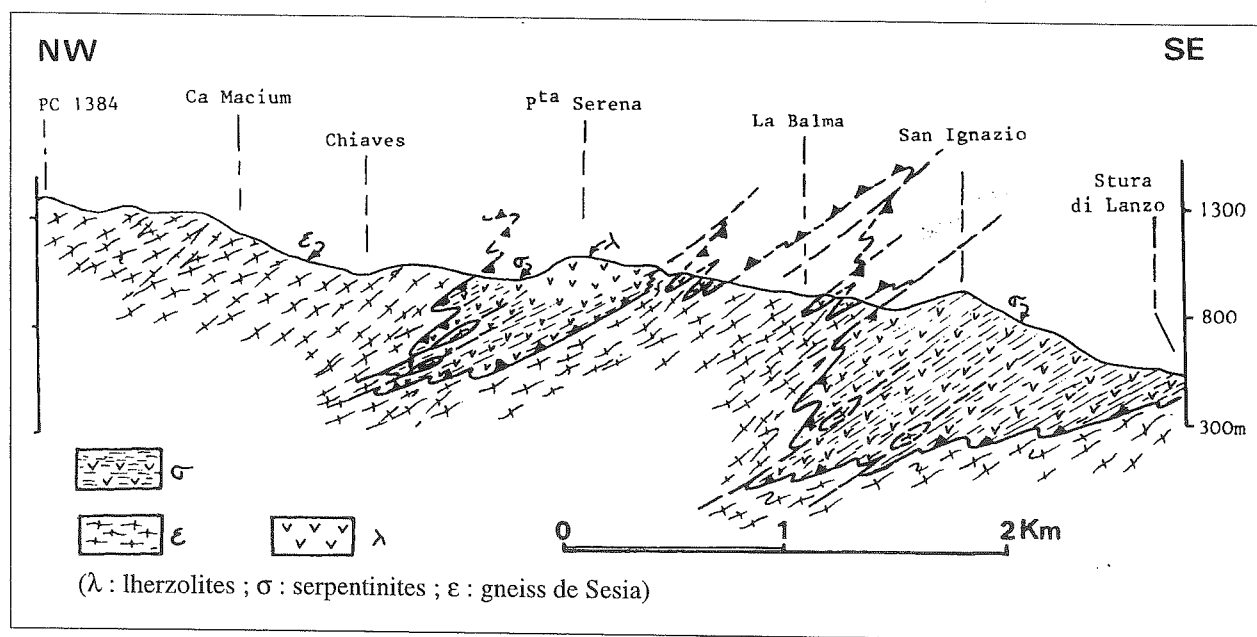


Fig. 110. – Coupe géologique interprétative du secteur Chiaves-San Ignazio.

● Conclusions.

1. Les serpentinites de la bordure nord du massif de Lanzo reposent sur les gneiss de la zone Sesia.

2. L'ensemble de l'édifice a été affecté par un plissement intense orienté Est-Ouest ou ENE-WSW contemporain d'un métamorphisme HP-BT souligné par l'association minérale suivante : grenat, glaucophane et rutile. Une paragenèse à faciès schiste vert se superpose à cette première association.

3. Comme Aubouin *et al.*, l'avaient déjà formulé en 1977, nous pensons que le matériel du massif de Sesia et celui de Lanzo appartiennent à deux paléoplaques distinctes.

2. 2. Observations sur les enveloppes métasédimentaires du massif cristallin de Sesia au Nord du Monte Ciucrin

● Les données sont extraites des travaux de Fudral et Deville [1986].

● La position paléogéographique alpine du massif cristallin de Sesia et de ses annexes (éléments basaux de la klippe de la Dent Blanche) n'a jamais encore été déterminée avec certitude. Les synthèses géologiques récentes, confèrent à ce massif tantôt une appartenance insubrienne [Dal Piaz, 1974 ; Caby *et al.*, 1978 ; Trumpy,

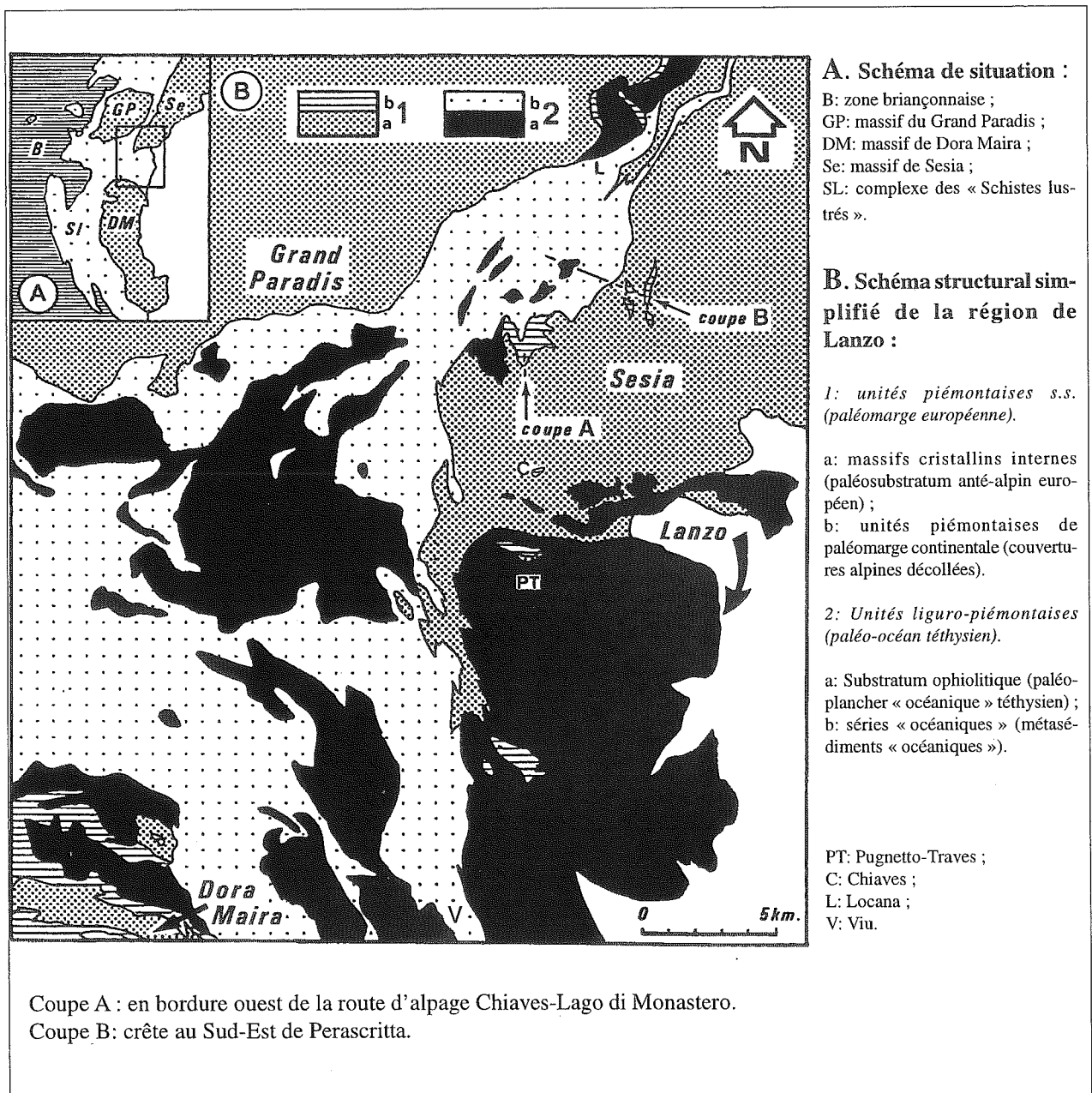


FIG. 111. – Schéma structural simplifié de la région de Lanzo et position des coupes analysées près du Monte Ciucrin.

1980 ; Escher et Masson, 1984], tantôt une position paléo-européenne interne [Aubouin *et al.*, 1977 ; Fudral et Blake, 1980]. Certains auteurs enfin lui font jouer le rôle d'une lanière crustale continentale intra-océanique [Debelmas et Kerckhove, 1980].

L'origine de ces hypothèses variées tient au fait que l'on n'a pas découvert à ce jour et sans ambiguïté de couverture alpine propre à ce massif. Certains éléments de ce qui pourrait être cette couverture sont, structuralement, difficilement interprétables ou restent non calés stratigraphiquement. Il en va ainsi d'une part des affleurements de marbres dolomitiques visibles au sud-immédiat de Chiaves [Mattirolo, 1904 ; Spalla *et al.*, 1983] et d'autre part de la série de calcschistes à prasinites observables au Sud de la Stura di Lanzo, dans la fenêtre de Pugnello-Traves, tectoniquement intercalée entre les gneiss Sesia et les péridotites serpentinisées de Lanzo [Mattirolo, 1904 ; Blake *et al.*, 1980]. Dans la klippe de la Dent Blanche, les séries métasédimentaires dites de Roisan et du Mont Dolin [Hagen, 1948 ; Diehl *et al.*, 1952 ; Ayrton *et al.*, 1982] pour les plus célèbres, restent également mal connues stratigraphiquement en ce qui concerne leurs termes post-triasiques.

Des informations intéressantes peuvent être apportées par les coupes levées au Nord du Monte Ciucrin, près de Lanzo (fig. 111 et 112).

2. 2. 1. Cadre géologique général de ces coupes

Au Nord de Monastero di Lanzo, le long de la route d'alpages joignant Chiaves à Alpi di Coassolo, trois ensembles peuvent être différenciés :

- dans le secteur du Monte Ciucrin, de Chiaves jusqu'à l'aplomb de Menulla, le socle cristallin de Sesia affleure bien, montrant successivement des métagabbros glaucophanites et élogitiques, puis des metabasites à quartz, enfin des gneiss albitiques et albito-chloritiques [Spalla *et al.*, 1983] ;

- de l'aplomb de Menulla jusqu'à l'embranchement de la piste de Alpi Cariur, sur le socle cristallin, apparaît une séquence métasédimentaire dans laquelle les calcschistes dominent ;

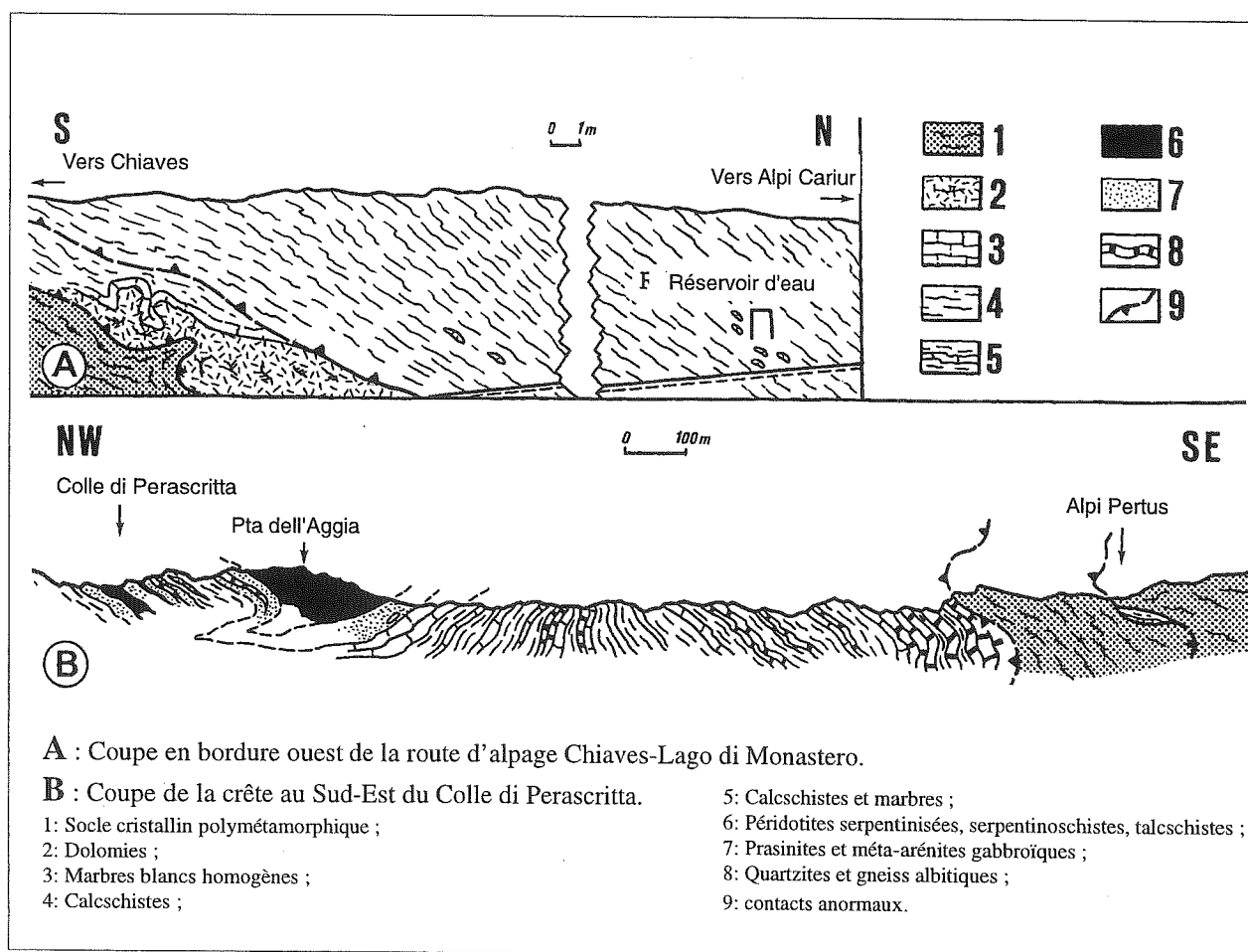


FIG. 112. – Détail des coupes levées au Nord du Monte Ciucrin, près de Lanzo.

- au-delà de l'embranchement cité, recouvrant les deux ensembles précédents, se développent des successions de calcschistes, riches en « prasinites », en gneiss et en quartzites, ainsi qu'en matériel ultrabastique (gabbros et serpentinites).

2. 2. 2. 1. Coupe en bordure ouest de la route d'alpage de Chiaves, à l'aplomb de Menulla

Dans ce secteur, l'ensemble intermédiaire comporte trois termes clairement observables au-dessus du socle cristallin (fig. 112 A) :

a- des métadolomies jaunes, notées (2) sur la coupe, très déformées affleurant à 100 m environ, au Sud de deux maisons d'alpages récentes. Elles arment une partie du talus amont de la route.

b- des marbres blancs, à zones siliceuses, notés (3) sur la coupe. Ils sont visibles au niveau de deux petits affleurements, situés dans la pente herbeuse dominant la route et viennent mouler sur moins d'un mètre d'épaisseur les dolomies précédentes.

c- une séquence de calcschistes, formant l'essentiel de cet ensemble intermédiaire, notés (4) sur la coupe. Ces « schistes lustrés » n'épousent pas totalement les structures des niveaux précédents. Ils sont riches en galets et en blocs de marbres et surtout de dolomies. Les plus beaux de ces galets sont observables à proximité du réservoir d'eau qui domine la ferme récente la plus septentrionale.

Les termes (a) et (b) sont liés stratigraphiquement. Aucun reste fossile ne permet de dater ces niveaux, mais leur association évoque une séquence mésozoïque dans laquelle les dolomies représenteraient le Trias moyen-supérieur et les marbres blancs le Malm. Il pourrait ainsi s'agir ici soit d'une succession triasico-jurassique classique soit du Jurassique supérieur à éléments de dolomies.

Le terme (c) quant à lui a livré des sections à Globotruncanidés probables.

Par tous ses caractères une telle coupe s'apparente à celle que nous avons décrite sur la bordure nord des gneiss prétriasiques de Dora Maira, près de Susa [Marthaler *et al.*, 1986]. Structuralement cependant, cette coupe que nous venons de décrire est plus difficile à positionner. Des affleurements de socle semblent bien se dégager de dessous les dolomies (fig. 112 A) mais en direction du Monté Ciucrin, vers le Sud, une nouvelle série calcschisteuse de même faciès que le terme (c), vient former l'essentiel de la ligne de crête. La structure globale de l'affleurement paraît donc résulter d'un écaillage.

2. 2. 2. 2. Coupes sur la crête au Sud-Est du Colle di Perascritta

Elles permettent d'observer les différents termes des

« Schistes lustrés ophiolitifères » du même type que ceux déjà décrits soit en Val de Suse (Italie, vallée de la Doire Ripaire) soit en Haute Maurienne (France, Vallée de l'Arc) [Pognante, 1980 ; Fudral *et al.*, 1977].

A. Entre le col et la Punta dell'Aggia (2253m)

Il s'agit typiquement des « calcescisti con pietre verdi » dont la cartographie a été revue récemment [Spalla *et al.*, 1983].

B. A l'Est-Sud-Est de la Punta dell'Aggia, jusqu'au col d'Alpi Pertus

Elle montre successivement, dans l'ordre stratigraphique, d'abord en série inverse et à pendage ouest puis rapidement en série normale et à pendage est (fig. 112 B) :

- des péridotites serpentinisées rubanées ;
- un ensemble de prasinites, d'abord sombres, puis claires et à éléments de gabbros ;
- 10 m environ de marbres marron clair, à interlits gneissiques fins et irréguliers et à fuschite ;
- enfin, des Schistes lustrés plus classiques, semblables en tous points à ceux que nous avons décrit dans la vallée d'Avérole et dans lesquels trois termes lithologiques se superposent en alternances irrégulières. Un terme est formé de calcschistes et de marbres ; un terme est détritique grossier ou très fin et constitué par des quartzites, des bancs quartzo-feldspathiques micacés et amphibolitiques. Ces niveaux sont régulièrement interstratifiés avec les marbres et les calcschistes au sein desquels ils peuvent former d'épaisses séquences. Le troisième terme peu développé est représenté par les classiques prasinites.

Sur cette dernière coupe, le socle Sesia n'affleure pas avant les abords des maisons de Alpi Pertus. Par rapport à la carte de Spalla *et al.*, son importance nous paraît devoir être révisée et réduite. Enfin, c'est sur les pentes dominant à l'Est, Alpi Pertus que l'on retrouve très tectonisés et dilacérés, quelques mètres de dolomies cargneulisées et de calcschistes. Cet affleurement, complexe structuralement, rappelle la coupe décrite plus haut, sur la route d'alpage de Chiaves (fig. 112 A).

2. 2. 3. Conclusions

Dans la région de Lanzo, l'étude des enveloppes métasédimentaires alpines des gneiss du massif de Sesia révèle toujours deux types de séries, déformées avec ces gneiss : l'une est constituée de niveaux sans doute triasiques, de marbres blancs (Jurassique ?) et surtout de calcschistes à blocs, probablement d'âge Crétacé supérieur. Cette première série s'apparente très fortement à celle que nous avons décrite sur les gneiss prétriasiques de Dora Maira (coupe de Crotte, 2^{ème} partie, chap. I). Elle

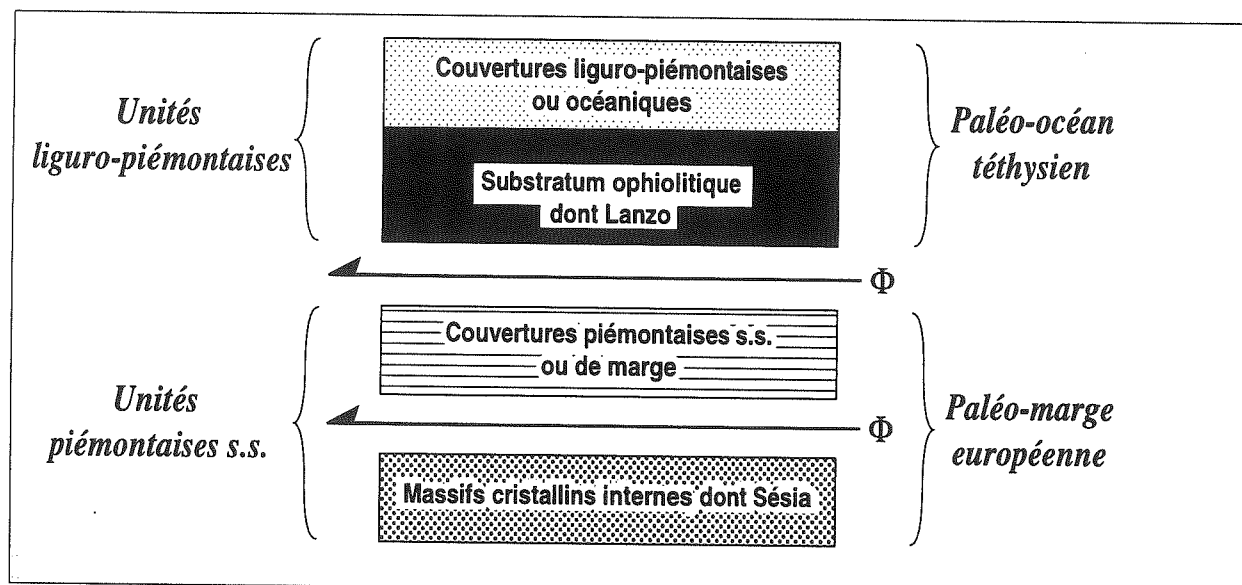


FIG. 113. – Schéma général de superposition tectonique des ensembles litho-structuraux du complexe des schistes lustrés dans les Alpes franco-italiennes du nord.

appartient vraisemblablement à l'ensemble des unités de marge, nommées ici piémontaises s.s. La seconde possède indiscutablement un cachet liguro-piémontais ; il s'agit d'une unité à matériel océanique.

Ce contexte stratigraphique et structural est directement comparable à celui des autres massifs cristallins internes, du Mont Rose, du Grand Paradis et de Dora Maira. En effet, actuellement, tous supportent deux ensembles tectoniquement superposés, schématiquement représentés sur la figure 113.

Nous pensons donc, comme Aubouin *et al.* [1977] que le massif de Sesia ne possède par l'originalité qu'on lui attribue généralement, nécessaire pour le rattacher à une zone paléogéographique particulière et qu'il appartient à

la bordure interne de la paléomarge européenne.

2. 3. La couverture océanique des ultrabasites de Lanzo : arguments lithostratigraphiques et pétrologiques

Le problème posé par les Schistes lustrés supportés par le massif de Lanzo, les méthodes d'analyses de cette couverture métasédimentaire ainsi que les résultats apportés par cette étude ont été consignés dans une note rédigée en commun avec Y. Lagabrielle et J.R. Kiénaast. Cette note est reproduite intégralement ci-dessous.

La couverture océanique des ultrabasites de Lanzo (Alpes occidentales) : arguments lithostratigraphiques et pétrologiques

*the oceanic cover of the Lanzo peridotite body
(Western Italian Alps) :
lithostratigraphic and petrological evidences*

par Yves LAGABRIELLE (1), Serge FUDRAL (2)
et Jean-Robert KIENAST (3)

RÉSUMÉ. — De nombreuses analogies entre les évolutions pétrologiques et métamorphiques des ultrabasites de Lanzo et des ophiolites liguro-piémontaises ont été soulignées récemment. Ces analogies concernent : la nature des ultrabasites (herzolites à plagioclase peu appauvries), la présence de gabbros et de filons basaltiques superficiels intrusifs dans les péridotites, l'existence de reliques de paragenèses métamorphiques de haute température attribuables à un épisode océanique, l'empreinte du métamorphisme alpin de haute pression. Ces faits ont conduit certains auteurs à proposer que les péridotites de Lanzo représentent un fragment du plancher océanique téthysien.

Nous avons tenté de vérifier cette hypothèse en recherchant la couverture océanique (volcanique et/ou sédimentaire) des péridotites de Lanzo, dans la partie occidentale du massif où des pincées de metabasites et de schistes lustrés s.l. sont visibles associées aux serpentinites.

Aux environs du village de Richiaglio, à l'Est de la cicatrice de Viù, les successions lithostratigraphiques reconstituées comprennent schématiquement : les ultrabasites serpentinisés du corps de Lanzo, des metabasites, des quartzites manganésifères (comparables à celles du Mont Viso par exemple), et des calcschistes. Ces successions s'apparentent à celles décrites dans les couvertures d'autres ophiolites piémontaises, ce qui conduit à proposer que ces ensembles métavolcaniques et métasédimentaires représentent des résidus de la couverture océanique originelle des péridotites. L'analyse des paragenèses éclogitiques des métasédiments et des metabasites permet de montrer que l'évolution P,T alpine de ces lambeaux est compatible avec celle du corps de Lanzo. Cette interprétation et ses implications sont discutées.

Mots-clés : Couverture alpine (metabasites, quartzites et calcschistes), Péridotites de Lanzo, Mise à l'affleurement du manteau, Métamorphisme HP-BT.

ABSTRACT. — The Lanzo peridotite body belongs to the inner part of the HP-LT metamorphic belt of the Western Alps. Numerous petrological and metamorphic similarities have recently been emphasized between the Lanzo body and other ophiolites of the Western Alps and of the Appennines which originated from the Jurassic Tethyan ocean. The peridotites are poorly depleted, plagioclase-bearing Iherzolites. They are associated with minor metagabbros and metabasaltic dykes showing affinities with N-MORB. The occurrence of basaltic dykes indicates that the mantle has been uplifted at a shallow level. The HP-LT metamorphic evolution of the Lanzo body is similar to that of the innermost alpine ophiolites. Consequently, many authors have proposed that the Lanzo peridotites might represent a part of the Tethyan oceanic basement, but until now, no remnants of oceanic sediments or lavas associated with the peridotites have been recognized.

To test the hypothesis of a "Tethyan origin" of the peridotites, we conducted a lithostratigraphic and structural study in the westernmost part of the Lanzo body where remnants of metasediments and metabasites are preserved within the serpentinites. The reconstructed lithostratigraphic sequences include from bottom to top : the serpentinitized peridotites, metabasites with relicts of breccia texture, manganiferous quartzites and calcschists. These sequences show very strong analogies with more classical successions observed within the volcanic and sedimentary cover of the Alpine and Appennine ophiolites. This suggests that the Lanzo peridotite body is still associated with remnants of its own Mesozoic, oceanic cover. In addition, the alpine P,T evolution of the metasediments and of the metabasites is compatible with the P,T path determined for the Lanzo peridotitic body. This interpretation and its consequences are discussed.

Key-words : Alpine sedimentary and volcanic cover, Lanzo peridotitic body, Mantle outcrop, HP-LT metamorphism.

(1) URA CNRS 1278, et GDR « Genèse et Evolution des Domaines Océaniques », 6, Av. le Gorgeu 29287 Brest Cedex.

(2) Laboratoire de Géologie Structurale, Université de Savoie, BP 1104, 73011 Chambéry Cedex.

(3) URA 736 « Pétrologie-Magmatologie Métallogénie ». Université Paris VI, 4, Place Jussieu, 75230, Paris Cedex 05.

Y. LAGABRIELLE, S. FUDRAL & J.R. KIENAST

I. — INTRODUCTION

Le massif ultrabasique de Lanzo appartient à la bordure orientale des unités les plus métamorphiques des Alpes occidentales (fig. 1). Il est en contact à l'Ouest, le long de la zone des failles de Viù-Locana, avec les unités éclogitiques de schistes lustrés et d'ophiolites du domaine pennique. A l'Est et au Sud, le massif est totalement ennoyé sous les sédiments de la plaine du Pô. Au Nord, les ultrabasites sont tectoniquement liés au socle éclogitique de Sesia selon un système de plis E-W serrés (Blake *et al.*, 1980; Spalla *et al.*, 1983). Comme la plupart des péridotites des ophiolites alpines et apenniniques, les ultrabasites de Lanzo sont des lherzolites à spinelle rééquilibrées dans le faciès à plagioclase (Nicolas et Jackson, 1972; Nicolas, 1984; Beccaluva *et al.*, 1984; Ottonello *et al.*, 1984; Ishiwatari, 1985). Le corps de Lanzo se distingue toutefois des autres ultrabasites alpines par ses dimensions cartographiques importantes et par le fait que la serpentinitisation n'affecte que les bordures du massif.

D'abord considérées comme le cœur des épanchements ophiolitiques, et donc rattachées à l'ensemble des schistes lustrés ophiolitifères (Nicolas, 1966), ces péridotites furent ensuite interprétées comme un « coin » de manteau sous-continental insubrien, mis en place à l'état solide lors du serrage alpin (Nicolas *et al.*, 1972; Boudier, 1976). Dans cette interprétation, la fusion partielle dont témoignent les filons gabbroïques et diabasiques abondants à l'ouest du massif (Boudier, 1976; 1978), se serait produite durant l'intrusion, par échauffement visqueux à la base de cette écaïlle mantélique. La phase finale de la remontée se situerait au crétacé supérieur, avec le développement des paragenèses de haute pression (Boudier et Nicolas, 1972). Des interprétations plus récentes font des péridotites de Lanzo un équivalent des ophiolites piémontaises et donc un fragment du plancher ultrabasique téthysien (Lombardo et Pognante, 1982; Pognante *et al.*, 1986; Bodinier *et al.*, 1986). A l'appui de ces conceptions, également adoptées par Boudier et Nicolas (1985), ces auteurs soulignent les nombreuses analogies entre les évolutions pétrologiques et métamorphiques des ophiolites liguro-piémontaises d'une

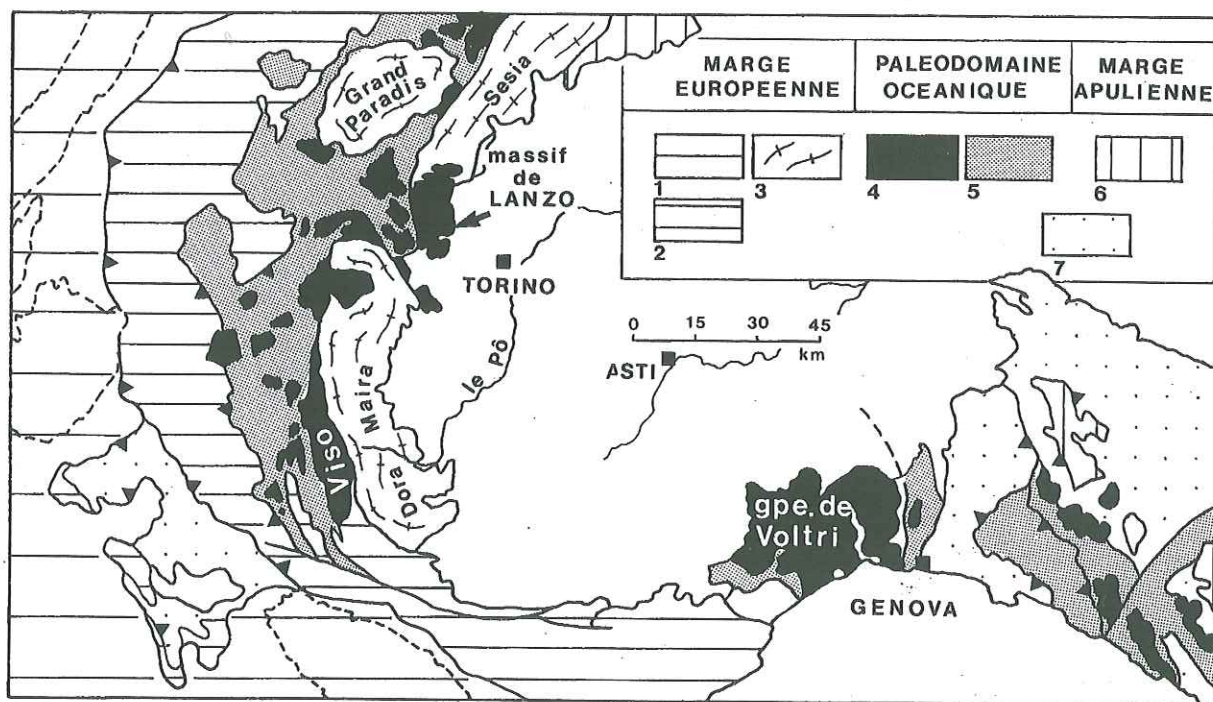


FIG. 1. — Le massif de Lanzo dans le cadre des Alpes occidentales et de l'Apennin septentrional.

1 : domaine helvétique (dauphinois); 2 : domaine briançonnais et prépiémontais; 3 : unités penniques internes (socle continental éclogitique); 4 : ophiolites; 5 : sédiments océaniques; 6 : socle et sédiments mésozoïques de la marge sud-alpine; 7 : flyschs exotiques (Crétacé supérieur à Paléocène-Eocène).

FIG. 1. — Simplified geological map of the western Alps and of the northern Apennines, and location of the Lanzo peridotite body.

1 : Helvetic units; 2 : Briançonnais and pre-piemontais units; 3 : European margin eclogitic basement; 4 : ophiolites; 5 : oceanic sedimentary units; 6 : south-Alpine margin basement and sediments; 7 : Upper Cretaceous to Paleocene-Eocene exotic flyschs.

LA COUVERTURE OCÉANIQUE DE LANZO

part et des lherzolites et metabasites de Lanzo d'autre part. Les similitudes les plus importantes sont les suivantes.

1. Les gabbros intrusifs dans les péridotites de Lanzo ont la même texture et les mêmes caractères géochimiques que leurs homologues des séries ophiolitiques (Lombardo et Pognante, 1982). Leur présence, en association locale avec des termes plus différenciés (Fe-Ti gabbros et plagiogranites), témoigne d'une fusion partielle peu importante et d'une différenciation au sein de petites chambres magmatiques isolées, lors de la remontée du manteau au droit du paléo-domaine océanique, selon un schéma d'évolution semblable à celui déduit de l'étude des ophiolites piémontaises (Lombardo et Pognante, 1982; Lemoine *et al.*, 1987; Lagabrielle, 1987). Les caractères géochimiques (NMORB) des filons basaltiques (Pognante *et al.*, 1985; Bodinier *et al.*, 1986) sont semblables à ceux des basaltes ligures (Beccaluva *et al.*, 1976; Venturelli *et al.*, 1981). Leur mise en place, plus tardive que celle des gabbros, serait liée à la dernière phase d'« expansion océanique », ayant pu conduire, comme le proposent Bodinier *et al.* (1986), à une mise à l'affleurement des péridotites.

2. Comme les ophiolites piémontaises les plus internes, le corps de Lanzo a subi un métamorphisme éclogitique, bien enregistré par les termes basiques (métagabbros, metabasites) (Compagnoni et Sandrone, 1979; Pognante et Kiénast, 1987) et dont l'âge éoalpin (95 Ma) a été déterminé par la méthode des traces de fission sur zircons (Carpéna *et al.*, 1986). Les péridotites de Lanzo se sont donc trouvées engagées dans la subduction précédant la collision alpine en même temps que les fragments de plancher océanique téthysien constituant les ophiolites piémontaises éclogitiques actuelles.

3. Enfin, les péridotites et les gabbros de Lanzo sont localement affectés par un métamorphisme anté-éclogitique de haute température à amphiboles brunes (Compagnoni *et al.*, 1984), également connu dans les ophiolites piémontaises où il accompagne les déformations intra-océaniques anté-alpines (Mével *et al.*, 1978).

En considérant ces analogies, on peut se demander s'il n'existe pas, associés aux péridotites de Lanzo, des lambeaux de leur couverture océanique originelle, à l'image d'une situation fréquente dans les ophiolites piémontaises et ligures où l'on peut observer des sédiments ou des laves en contact stratigraphique avec les ultrabasites du manteau (Abbate *et al.*, 1980; Lemoine, 1980; Tricart et Lemoine, 1983; Lagabrielle *et al.*, 1984; Bernoulli et Weissert, 1985; Schaaf *et al.*, 1985; Lemoine *et al.*, 1987; Lagabrielle, 1987; Deville, 1987). C'est dans cet esprit que nous avons entrepris une révision détaillée du secteur de Richiaglio, sur la bordure ouest du massif (fig. 2), où affleurent, au cœur des serpentinites, des métasédiments et des metabasites, dans une position structurale jusqu'alors mal précisée (Hermann, 1938; Debelmas *et al.*, 1979).

II. — OBSERVATIONS DANS LA REGION DE RICHIAGLIO

Les métasédiments et les metabasites que nous décrivons affleurent au sein de deux pincées étroites, d'orientation NW-SE et d'une bande d'orientation N-S, correspondant à la direction du Rio Richiaglio (fig. 2). Cette bande N-S est en connexion avec la pincée méridionale. Les pincées NW-SE sont parallèles à la grande faille du Val della Torre qui découpe le massif en deux unités distinctes (fig. 2). Elles sont donc nettement obliques sur la direction générale des failles de la zone de Viù-Locana qui limitent le massif sur son bord occidental. Toutefois, dans la partie sud-ouest de la zone étudiée, les limites lithologiques tendent à s'aligner selon la direction N-S, c'est-à-dire parallèlement aux failles de la zone de Viù. Cette disposition nous contraindra à interpréter avec prudence les observations effectuées dans ce secteur.

A. La pincée septentrionale

La meilleure coupe s'observe sur le versant est du vallon reliant Casa Morinera à Benna (Richiaglio), à l'aplomb de la ligne de crête, au dessus de Case Deagostini (fig. 2). On y rencontre de l'Est vers l'Ouest (fig. 3-1) :

a) Les serpentinites de Lanzo, dont le rubanement est souvent visible, traversées localement par de filons métriques d'euphotides rodingitisés à épontes sombres;

b) Un ensemble de prasinites très plissotées (30 m d'épaisseur) formant une sorte d'entablement sur les ultrabasites. On y distingue successivement.

— A la base, des prasinites massives, à grain fin, présentant des reliques de texture bréchique (brèches de coussins probables). Des niveaux d'épaisseur centimétriques à millimétriques d'actinoschistes et de chloritoschistes y sont interstratifiés. Certains de ceux-ci renferment des éléments riches en chlorite, de taille pluri-centimétrique, très étirés et aplatis, pouvant représenter d'anciens graviers basiques, voire ultrabasiques.

— Vers le haut, les prasinites deviennent plus claires, et l'on passe progressivement à de véritables ovaridites. Elles renferment là-encore de rares éléments chloriteux. Le quartz devient progressivement abondant et, vers le haut de la série, au sein des metabasites, apparaissent des lits centimétriques de quartzites micacés à grenats.

c) Des quartzites, parfois amygdalaires et micacés qui affleurent à la côte 1 000 m, le long du sentier, au sud de Casa Marte.

Des marbres et des calcschistes ont été récoltés en éboulis au delà des quartzites.

Y. LAGABRIELLE, S. FUDRAL & J.R. KIENAST

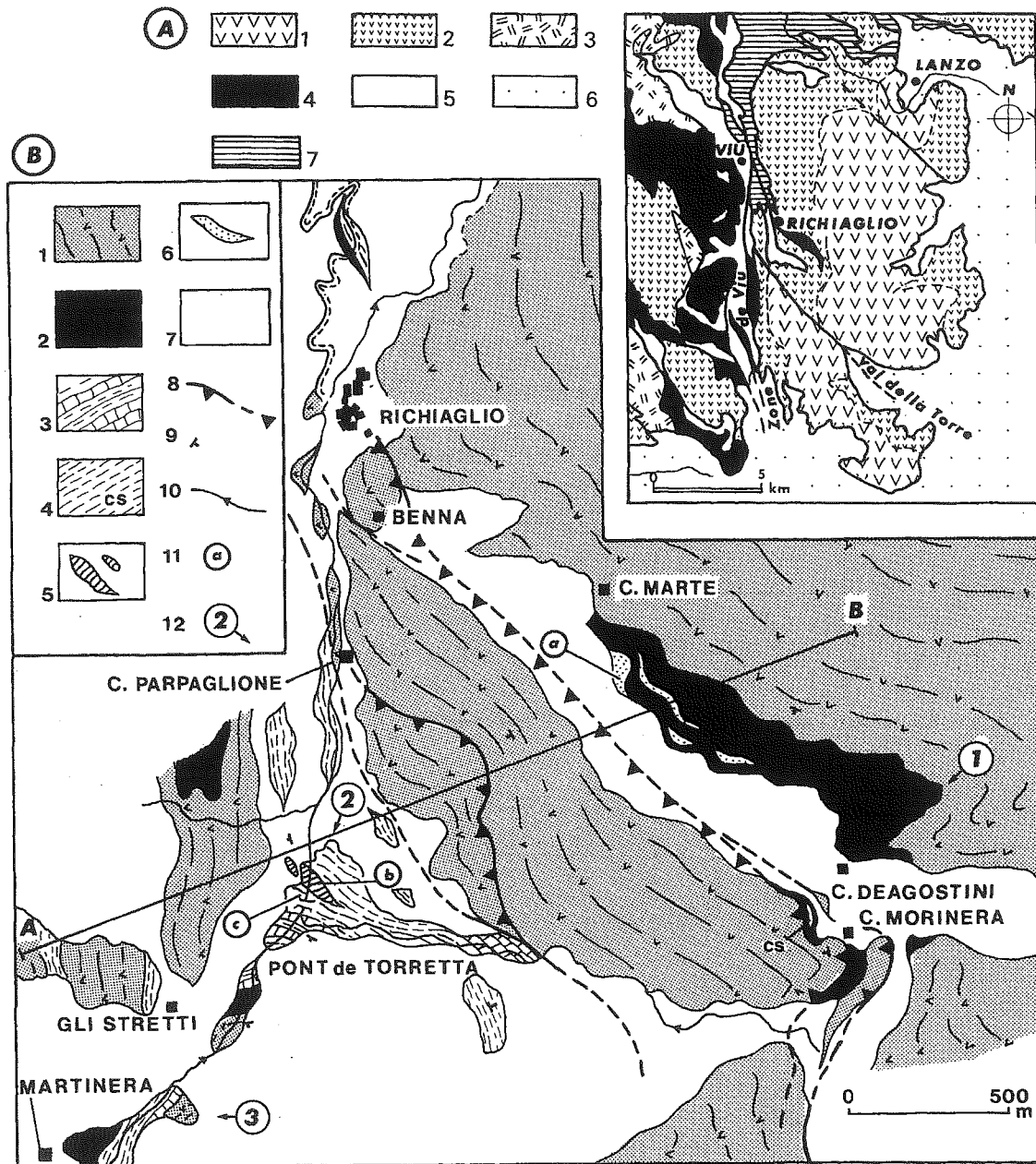


FIG. 2. — A — Le massif de Lanzo dans son cadre de schistes lustrés.

1 : péridotites; 2 : péridotites serpentinisées; 3 : métagabbros; 4 : metabasites; 5 : calcschistes et marbres; 6 : quaternaire; 7 : zone Sesia.

— B — Carte géologique des environs de Richiaglio.

1 : péridotites serpentinisées du corps de Lanzo; 2 : metabasites (prasinites, ovardites, metabrèches basaltiques); 3 : marbres plus ou moins phylliteux; 4 : calcschistes; 5 : gneiss fins clairs; 6 : quartzites phylliteux à grenats; 7 : Quaternaire; 8 : contacts tectoniques; 9 : pendage des foliations; 10 : rivières; 11 : position des échantillons utilisés pour l'estimation des conditions P,T du métamorphisme alpin (a : quartzites à grenats; b : gneiss fins; c : marbres phylliteux à pseudomorphoses losangiques); 12 : position des coupes détaillées de la fig. 3.

FIG. 2. — A — Simplified geological map of the Lanzo peridotitic body and of the surrounding "schistes lustrés" units.

1 : peridotites; 2 : serpentinized peridotites; 3 : metagabbros; 4 : metabasites; 5 : calc-schists and marbles; 6 : quaternary deposits; 7 : continental basement of the Sesia zone.

— B — Geological map of the Richiaglio area.

1 : serpentinized peridotites of the Lanzo body; 2 : metabasites (undifferentiated prasinites and ovardites, metamorphosed basaltic breccias); 3 : phyllitic marbles; 4 : calc-schists; 5 : fine-grained leucocratic gneisses; 6 : phyllitic garnet-bearing quartzites; 7 : quaternary deposits; 8 : tectonic contact; 9 : dipping of foliation; 10 : rivers; 11 : sample location (a : garnet-bearing quartzites; b : fine-grained gneisses; c : phyllitic marbles with losangic pseudomorphs); 12 : location of detailed sections fig. 3.

LA COUVERTURE OCÉANIQUE DE LANZO

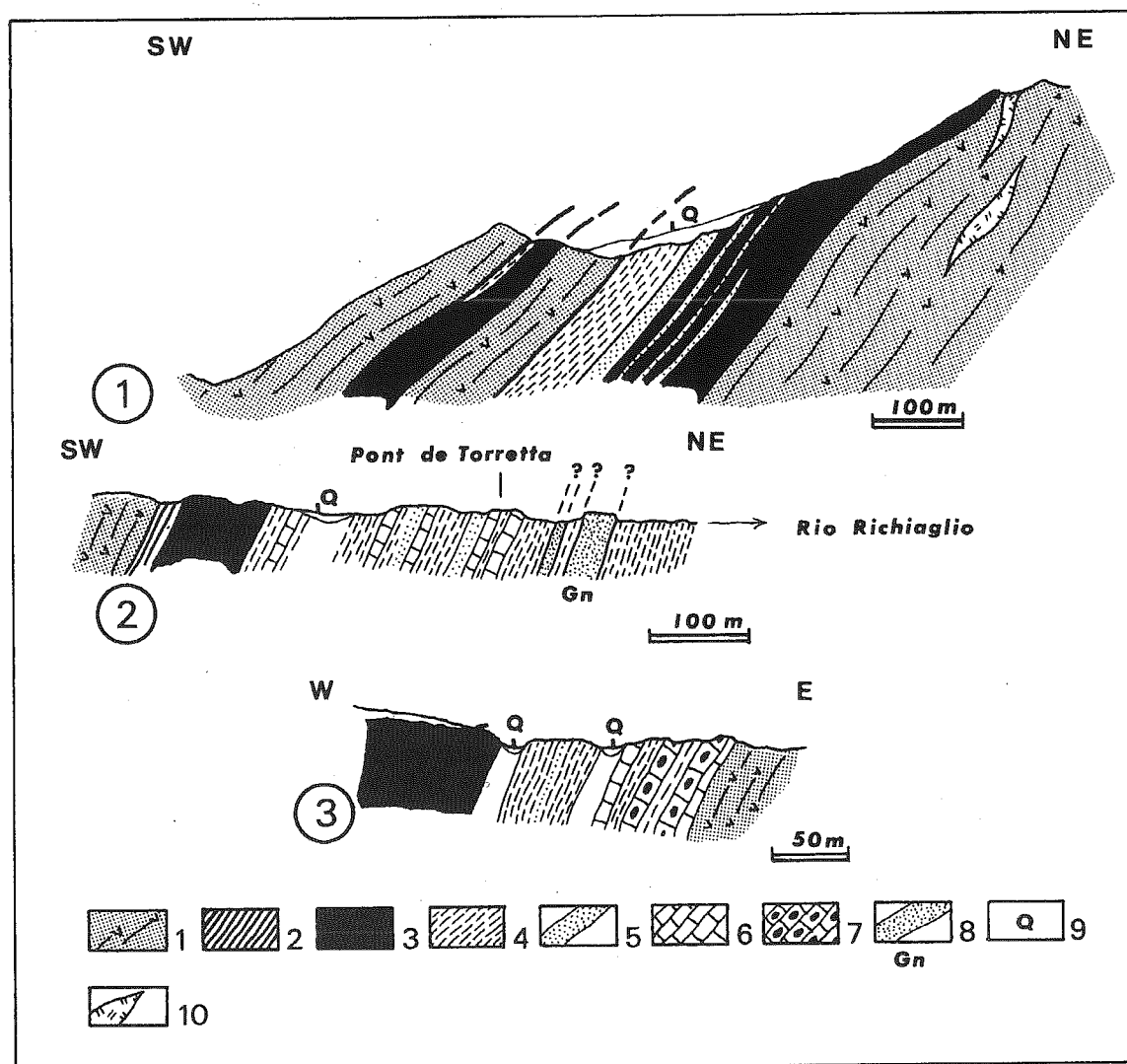


FIG. 3. — Coupes détaillées (repérées sur la carte de la fig. 2-B) illustrant les relations visibles entre les serpentinites de Lanzo et les métasédiments et métavolcanites du secteur de Richiaglio.

1 : péridotites serpentinisées; 2 : serpentinites schistosées; 3 : metabasites; 4 : calcschistes; 5 : quartzites phylliteux à grenats; 6 : marbres phylliteux; 7 : marbres à blocs de metabasites écolitiques; 8 : gneiss fins clairs; 9 : quaternaire; 10 : filons de gabbros pegmatitiques au sein des serpentinites.

FIG. 3. — Detailed cross-sections showing the relationships between the Lanzo serpentinites and the associated metasediments and metavolcanics in the area of Richiaglio. Sections are located on map in fig. 3.

1 : serpentinized peridotites; 2 : schistose serpentinites; 3 : metabasites; 4 : calc-schists; 5 : phyllitic garnet-bearing quartzites; 6 : phyllitic marbles; 7 : marbles with eclogitized basaltic debris; 8 : fine-grained leucocratic gneisses; 9 : quaternary deposits; 10 : pegmatoid metagabbros within the serpentinites.

Les termes b et c sont en contact normal. Le contact entre les prasinites et les ultrabasites est malheureusement partout masqué.

Sur le versant ouest du vallon, le contact entre les serpentinites et la séquence décrite ici est vraisemblablement anormal, cette dernière étant recouverte tectoniquement par les ultrabasites. On rencontre ensuite une nouvelle

écaïlle de metabasites associées à un lambeau de calcschistes. Les metabasites sont chevauchées à leur tour par des serpentinites (fig. 3-1).

Au Sud-Est, les metabasites et les métasédiments ne forment plus que deux lames d'épaisseur réduite; la structure générale du secteur correspondant ainsi à un empilement d'écaïlles redressées à pendage au SW (fig. 4).

Y. LAGABRIELLE, S. FUDRAL & J.R. KIENAST

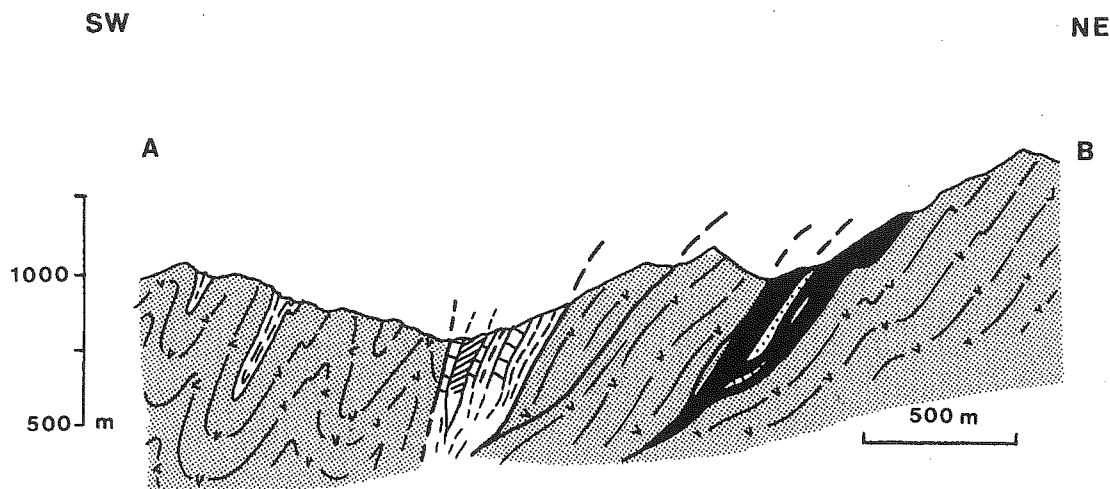


FIG. 4. — Coupe interprétative AB repérée sur la fig. 2-B. (même légende que fig. 2-B).

FIG. 4. — *Interpretative cross-section AB, fig. 2-B. (same symbols as in fig. 2-B).*

B. Les rives du Rio Richiaglio et la pincée méridionale

Dans ce secteur, les contacts sont très redressés, la foliation est partout sub-verticale, et les plis à fort plongement axial sont abondants.

a) Au gué de Casa Parpaglione (fig. 2), et en rive droite du Rio Richiaglio, les ultrabasites de Lanzo, très déformés, sont en contact avec des calcschistes. La succession de détail, visible sur 2,5 m environ dans le lit du torrent comprend, du sud au nord : des serpentinites schisteuses, des actinoschistes, des chloritites, puis des marbres phylliteux et des calcschistes. Les chloritites et les actinoschistes matérialisent probablement un contact tectonique important se prolongeant très clairement vers le sud-est au sein même des péridotites serpentinisées (fig. 2).

Plus haut, le long du chemin longeant le Rio, apparaissent des gneiss fins, clairs (fig. 2), exploités en lauzes dans une petite carrière. Les relations entre ces gneiss et les calcschistes encaissants ne sont pas claires, l'origine et la signification de ces roches sera donc discutée (voir paragraphe D). En poursuivant le chemin vers le Sud, on rencontre un niveau remarquable de marbres phylliteux à taches brunes losangiques (anciennes lawsonites ?) fortement plissotés. Les plis, décimétriques, à axes sub-verticaux, sont dégagés par l'érosion et dessinent des colonnades. Des formes en fourreau sont fréquentes. La linéation d'étirement est parallèle aux axes des plis. Viennent ensuite des calcschistes à interlits de marbres phylliteux. Les marbres deviennent plus abondants vers le sud, leur épaisseur augmente et ils se chargent en niveaux décimétriques de

quartzites phylliteux clairs. Ces faciès sont bien visibles au niveau du pont de Torretta, polis par l'érosion torrentielle. De là, les marbres, très déformés, affleurent régulièrement vers l'Est sur une distance de 500 m le long de l'affluent du Rio Richiaglio. Leur contact avec les serpentinites, très schistoseuses à cet endroit, est visible dans le lit du torrent.

b) A l'aplomb de Gli Stretti, en rive gauche du rio, un ensemble de prasinites à glaucophane et d'ovardites s'appuie directement contre des serpentinites feuilletées (fig. 3-2). De minces récurrences d'ultrabasites, d'origine probablement tectonique, s'observent au sein des metabasites, à proximité du contact. On rencontre ensuite des calcschistes puis des marbres phylliteux à lits quartzitiques.

c) Près de Martinera, la succession est la suivante (fig. 3-3) : serpentinites très schisteuses, marbres clairs à clastes serpentineux et zones siliceuses, schistes serpentineux, marbres et quartzites micacés. Les marbres renferment des nodules et des lits décimétriques de metabasites éclogitiques et de serpentinoschistes. Viennent ensuite des calcschistes à bancs de marbres puis des prasinites.

III. — ESTIMATION DES CONDITIONS P ET T DU MÉTAMORPHISME.

Les conditions du métamorphisme alpin du corps de Lanzo ont été déterminées d'après l'analyse des paragenèses minérales des filons basaltiques, des gabbros et des ferro-gabbros intrusifs dans les ultrabasites (Compagnoni et

LA COUVERTURE OCÉANIQUE DE LANZO

Sandrone, 1979; Pognante et Kiénast, 1987; Kiénast et Pognante, 1988). Ces conditions sont typiquement celles du métamorphisme éclogitique avec des températures de l'ordre de 450-500°C pour des pressions minimales de 12-13 kbar, la rétro-morphose se faisant dans les conditions des faciès schistes bleus puis schistes verts.

Une condition nécessaire permettant d'envisager que les lambeaux de « Schistes lustrés » étudiés ici représentent bien une partie de la couverture océanique des péridotites est de vérifier que leur évolution métamorphique est comparable à celle des ultrabasites. L'analyse du métamorphisme a donc été conduite dans diverses lithologies de la séquence métasédimentaire et volcanique associée aux péridotites. Les analyses de minéraux ont été réalisées à la microsonde Ouest (IFREMER, Centre de Brest) et à la microsonde de l'Université de Paris VI. Seules quelques analyses représentatives de minéraux sont proposées ici (tableau I); des tableaux complets d'analyses sont disponibles auprès des auteurs.

Les quartzites micacés associés aux metabasites de la pincée septentrionale (éch. N110a/1 et 2YL, localité a, fig. 2) se composent de l'assemblage suivant : quartz, phengite, grenat, chlorite et épidote. Les grenats présentent des compositions assez exceptionnelles caractérisées par leur richesse en manganèse. Dans le diagramme de la fig. 5, les points représentatifs de leurs analyses se situent le long de l'axe (almandin + pyrope) — spessartine, avec un regroupement près de ce dernier pôle. Ces roches évoquent fortement les métacherts de la couverture des metabasites du Viso, caractérisés comme ici par la présence de grenats très riches en molécule spessartine (Kiénast, 1983). Elles sont également comparables à certains quartzites manganésifères renfermant des grenats très riches en spessartine associés aux ophiolites de l'unité de Zermatt (Martin et Kiénast, 1987). Ces teneurs élevées en manganèse plaident en faveur d'une origine océanique de ces dépôts.

Les phengites de ces quartzites présentent des taux de substitution élevés variant de Si 3,4 à Si 3,6, ce qui indique des pressions minimales de l'ordre de 14 kbar pour 400°C et de 15 kbar pour 500°C (Massone et Schreyer, 1987), caractéristiques des conditions éclogitiques. Une estimation de la température a été effectuée en utilisant le géothermomètre de Green et Helmann (1982) pour les roches de composition non basaltique, appliqué au grenat le moins manganésifère et à quelques phengites (tableau I). La teneur en Fe^{2+} des micas blancs a été recalculée selon la formule $Fe^{2+} = Si - 3 - Mg - Ti$. Cette estimation, confrontée aux courbes de Massone et Schreyer (1987) (fig. 6), permet de déterminer les conditions suivantes : $T^{\circ} = 500$ à 550°C pour des pressions minimales de 15 kbar. Ces valeurs sont compatibles avec les données obtenues sur les metabasites intrusives dans les péridotites.

Les metabasites affleurant dans la pincée septentrionale et le long du Rio Richiaglio présentent des associations typiques des prasinites ou des ovaridites : amphibole bleue

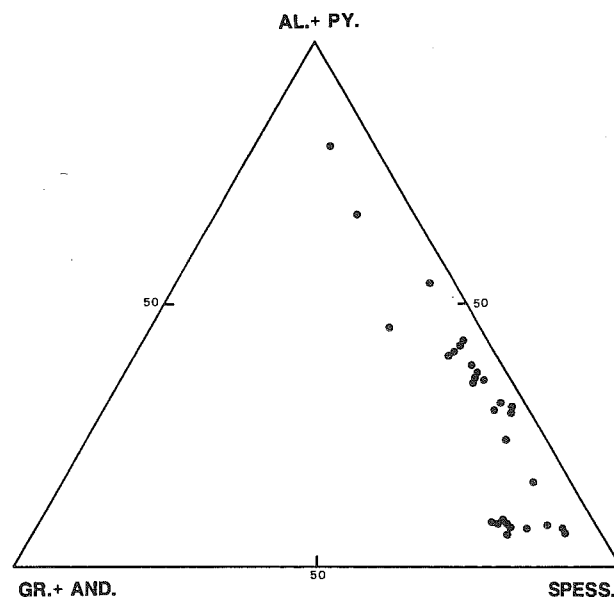


FIG. 5. — Composition des grenats des quartzites phylliteux récoltés au sud de Case Marte (localité a, fig. 2) dans le diagramme Almandin + Pyrope (AL + PY) — Spessartine (SPESS.) — Grossulaire + Andradite (GR + AND.).

FIG. 5. — Composition of garnets from phyllitic quartzites sampled near Case Marte (locality a, fig. 2).

primaire (absente dans les ovaridites), épidote (pistachite), chlorite, amphibole verte et albite. Mis à part quelques rutiles (éch. A131), il n'y a plus trace de paragenèses éclogitiques.

Les gneiss fins récoltés en bordure du chemin longeant le Rio Richiaglio (éch. 104a1, localité b, fig. 2) renferment l'association suivante : porphyroclastes de feldspath potassique relique ($K_2O = 16.04$ à 16.46%), albite secondaire, phengite à taux de substitution élevé ($Si = 3,6$, tableau 1), épidote, biotite brun-vert en bordure des micas blancs. De rares jadéites pures (tableau I) en association avec du quartz ont été observées sous formes de très petits cristaux au cœur des feldspaths. Cette association indique que ces roches ont franchi l'équilibre $Ab = Jd + Qz$ lors de leur évolution dans les conditions de hautes pressions. Pour déterminer les conditions thermo-barométriques définie par cet assemblage, deux raisonnements peuvent être construits suivant les hypothèses faites concernant les équilibres entre les minéraux.

Dans un premier cas, on peut supposer que la formation de la jadéite dans les feldspaths potassiques par des systèmes d'exsolution à haute pression se fait dans le même temps que la transformation des phengites en biotites sur leurs bordures. Dans ce cas, la présence d'une phase potassique en excès (le feldspath potassique) et l'association avec la biotite permet d'utiliser les taux de substitution

Y. LAGABRIELLE, S. FUDRAL & J.R. KIENAST

TAB. I. — Analyses et formules structurales de quelques minéraux caractéristiques des paragenèses métamorphiques.

TAB. I. — *Some representative analysis of metamorphic minerals and related structural formulae.*

No éch. No analyse	2YL 1	2YL 2	2YL 3	2YL 4	2YL 5	2YL 6	104a1 7	104a1 8	104a1 9
SiO ₂	0.3727	0.3720	0.5115	0.5181	0.4991	0.5228	0.5270	0.5311	0.5267
TiO ₂	0.0000	0.0013	0.0009	0.0008	0.0017	0.0015	0.0005	0.0008	0.0003
Al ₂ O ₃	0.2120	0.1950	0.1999	0.2019	0.2296	0.2059	0.2224	0.2210	0.2273
Cr ₂ O ₃	0.0005	0.0000	0.0004	0.0005	0.0002	0.0004	0.0005	0.0000	0.0008
FeO	0.3241	0.0205	0.0479	0.0510	0.0515	0.0511	0.0389	0.0364	0.0342
MnO	0.0555	0.3582	0.0009	0.0006	0.0000	0.0007	0.0001	0.0000	0.0000
MgO	0.0183	0.0047	0.0449	0.0437	0.0363	0.0436	0.0400	0.0389	0.0386
CaO	0.0276	0.0565	0.0009	0.0008	0.0017	0.0005	0.0002	0.0000	0.0002
Na ₂ O	0.0000	0.0000	0.0007	0.0005	0.0015	0.0005	0.0001	0.0001	0.0001
K ₂ O	0.0000	0.0001	0.1060	0.1022	0.1032	0.1067	0.1137	0.1158	0.1159
H ₂ O			0.0424	0.0428	0.0429	0.0433	0.0440	0.0441	0.0441
	1.0107	1.0085	0.9564	0.9629	0.9672	0.9769	0.9873	0.9882	0.9879
Si	5.9792	6.0159	7.2360	7.2609	6.9817	7.2357	7.1859	7.2277	7.1671
Al	4.0092	3.7180	3.3319	3.3355	3.7860	3.3584	3.5734	3.5453	3.6456
Ti	0.0000	0.0160	0.0099	0.0081	0.0181	0.0153	0.0048	0.0082	0.0031
Cr	0.0064	0.0000	0.0044	0.0055	0.0024	0.0038	0.0052	0.0000	0.0088
Fe ³⁺	0.0000	0.1575							
Fe ²⁺	4.3485	0.1200	0.5671	0.5974	0.6029	0.5911	0.4435	0.4148	0.3887
Mn	0.7545	4.9071	0.0108	0.0075	0.0000	0.0086	0.0007	0.0000	0.0003
Mg	0.4389	0.1131	0.9471	0.9137	0.7568	0.8992	0.8138	0.7891	0.7823
Ca	0.4740	0.9800	0.0119	0.0122	0.0168	0.0075	0.0027	0.0000	0.0000
Na	0.0000	0.0000	0.0200	0.0125	0.0409	0.0134	0.0032	0.0018	0.0018
K	0.0000	0.0022	1.9135	1.8268	1.8419	1.8830	1.9770	2.0108	2.0117
	16.0106	16.0298	14.0527	13.9801	14.0475	14.0161	14.0101	13.9977	14.0093
N ^o éch. N ^o analyse	104a1 10	104a4 11	104a4 12	104a4 13	104a4 14	104a4 15	104a1 16	104a1 17	
SiO ₂	0.5302	0.2391	0.2446	0.2419	0.2405	0.4697	0.5880	0.5956	
TiO ₂	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0002	0.0003	0.0005	
Al ₂ O ₃	0.2256	0.4036	0.4073	0.4050	0.4098	0.3908	0.2242	0.2384	
Cr ₂ O ₃	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005	0.0000	0.0003	0.0019	0.0009	
FeO	0.0381	0.2356	0.2442	0.2422	0.2371	0.0029	0.0340	0.0117	
MnO	0.0008	0.0056	0.0057	0.0057	0.0023	0.0004	0.0000	0.0004	
MgO	0.0402	0.0216	0.0220	0.0230	0.0264	0.0020	0.0027	0.0000	
CaO	0.0002	0.0002	0.0018	0.0005	0.0000	0.0011	0.0044	0.0017	
Na ₂ O	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0001	0.0743	0.1462	0.1411	
K ₂ O	0.1138	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0074	0.0003	0.0002	
H ₂ O	0.0443	0.0713	0.0726	0.0721	0.0722	0.0467			
	0.9932	0.9769	0.9981	0.9909	0.9885	0.9959	1.0020	0.9912	
Si	7.1806	2.0124	2.0196	2.0120	1.9971	6.0265	2.0112	2.0253	
Al	3.6002	4.0031	3.9635	3.9709	4.0102	5.9091	0.9036	0.9556	
Ti	0.0000	0.0001	0.0015	0.0000	0.0000	0.0023	0.0006	0.0012	
Cr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0036	0.0000	0.0030	0.0052	0.0024	
Fe ²⁺	0.4316	1.6582	1.6861	1.6847	1.6465	0.0315	0.0972	0.0331	
Mn	0.0092	0.0396	0.0399	0.0404	0.0160	0.0039	0.0000	0.0012	
Mg	0.8113	0.2706	0.2702	0.2847	0.3267	0.0381	0.0136	0.0036	
Ca	0.0030	0.0014	0.0161	0.0045	0.0004	0.0154	0.0163	0.0062	
Na	0.0007	0.0009	0.0006	0.0000	0.0022	1.8494	0.9697	0.9304	
K	1.9661	0.0003	0.0000	0.0003	0.0000	0.1218	0.0015	0.0007	
	14.0027	7.9865	7.9975	8.0009	7.9989	14.0009	4.0189	3.9598	

1, 2 : Grenats ; 3, 4, 5, 6 : Phengites ; 7, 8, 9, 10 : Phengites ; 11, 12, 13, 14 : Chloritoïdes ; 15 : Paragonite ; 16, 17 : Jadeïtes.

LA COUVERTURE OCÉANIQUE DE LANZO

phengitique (réaction $Ph = Fk + Bi + Qz + \text{eau}$) comme indicateur de pression réelle et non de pressions minimales. Dans un diagramme P,T, les conditions du métamorphisme peuvent ainsi être déterminées de façon précise. Elles correspondent à un domaine restreint situé à l'intersection des courbes Ph 3,6 (Massone et Schreyer, 1987) et $Ab = Jd + Qz$ (Holland, 1980). Ces conditions, T°C aux alentours de 600° et $15 < P(\text{kbar}) < 17$, sont plus sévères que celles déterminées précédemment (fig. 6).

Dans un second cas, on suppose qu'il existe une succession des assemblages dans le temps selon l'ordre de cristallisation suivant :

- (1) jadéite en exsolution dans le feldspath potassique avec quartz et phengite,
- (2) albite, quartz et biotite.

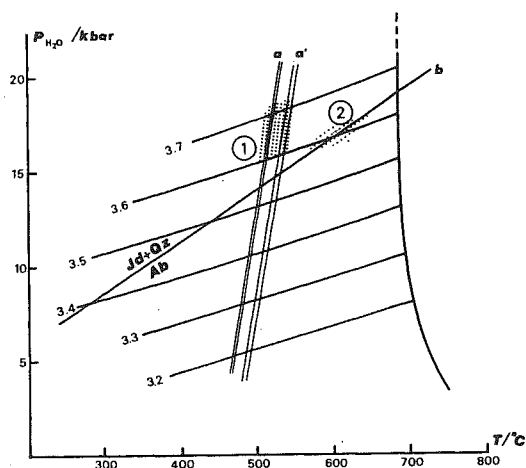


FIG. 6. — Conditions P-T du métamorphisme alpin de haute pression.

Zone grisée 1 : quartzites à grenats récoltés près de Case Marte (localité a, fig. 2). Zone grisée 2 : une des deux estimations possibles pour les gneiss fins clairs échantillonnés au nord du Pont de Torretta, le long du Rio Richiaglio (localité b, fig. 2), si l'on admet que tous les minéraux de la paragenèse sont en équilibre.

Les courbes 3.2 à 3.7 représentent les taux de substitution des phengites stables aux différentes pressions, d'après Massone et Schreyer (1987), les droites a-a' correspondent aux températures calculées en utilisant le géothermomètre de Green et Hellman (1982), la droite b représente l'équilibre albite = jadéite + quartz selon Holland (1980).

FIG. 6. — T-P grid showing suggested alpine metamorphic conditions for two different rocks of the studied area.

Dashed zone 1 corresponds to the garnet-bearing quartzites sampled near Case Marte (locality a, fig. 2). Dashed zone 2 corresponds to one of the two possible estimations calculated for the fine-grained gneisses sampled near Torretta bridge (locality b, fig. 2). Curves 3.2 to 3.7 refer to Si content of phengites according to Massone and Schreyer (1987); (a-a') represent the calculated temperatures using the geothermometer of Green and Hellman (1982); the equilibrium albite = jadeite + quartz is reported (curve b).

Dans ce cas, la biotite est tardive par rapport à la jadéite. En conséquence, les conditions P,T du métamorphisme ne correspondent plus à l'intersection des deux courbes utilisées dans le premier cas. L'association (1) a cristallisé à une pression supérieure à celles définies par la courbe $Ab = Jd + Qz$ ou par la courbe Ph 3,6 + $Fk + Qz + \text{eau}$, mais à une température inconnue qui pourrait

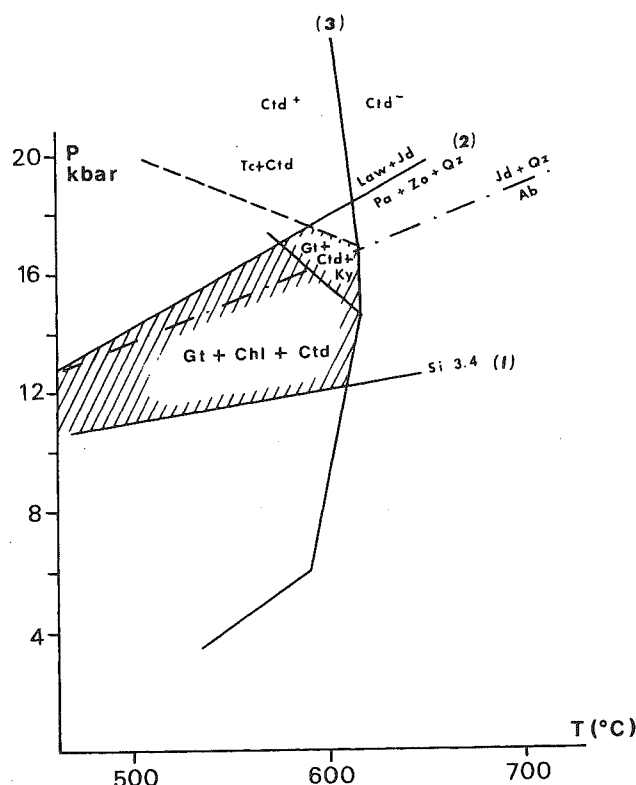


FIG. 7. — Conditions P,T estimées pour la stabilité de l'assemblage : phengite, paragonite (Pa), chlorite (Chl), chloritoïde (Cld), caractéristique des marbres phylliteux à pseudomorphes losangiques prélevées au nord du Pont de Torretta (localité c, fig. 2).

Le champ déterminé (hachures) est limité en pression minimale par la courbe de stabilité des phengites Si 3.4 d'après Massone et Schreyer (1987) (courbe 1), en pression maximale par l'équilibre (2) : lawsonite + jadéite = paragonite + zoisite + quartz, et en température par la courbe (3) indiquant le domaine de stabilité du chloritoïde. Les champs de stabilité des assemblages à talc, chloritoïde (Tc, Ctd), grenat, chloritoïde, disthène (Gt, Ctd, Ky) et grenat, chlorite, chloritoïde (Gt, Chl, Ctd) et la courbe (3) sont reportés d'après Vuichard et Ballèvre (1988).

FIG. 7. — Stability field for the metamorphic assemblage of phyllitic marbles with losangic pseudomorphs sampled near the Torretta bridge (locality c, fig. 2). This assemblage includes : phengite, paragonite (Pa), chlorite (Chl) and chloritoid (Cld).

(1) : low P stability for Si 3.4 phengite after Massone (1981); (2) equilibrium lawsonite + jadeite = paragonite + zoisite + quartz; (3) chloritoid field after Vuichard and Ballèvre (1988). Stability fields for the different metamorphic assemblages involving garnet (Gt), talc (Tc), chlorite (Chl), chloritoid (Ctd) and kyanite (Ky) are reported from Vuichard and Ballèvre (1988).

Y. LAGABRIELLE, S. FUDRAL & J.R. KIENAST

cependant être égale à celle obtenue pour les quartzites à grenat décrites précédemment (fig. 6). L'association (2) a cristallisé lors de la rétro-morphose (décompression) à une pression qui peut être estimée grâce à l'équilibre $\text{Ph } 3,6 + \text{Bi} + \text{Fk} + \text{Qz} + \text{eau}$, mais dans ce cas également, à une température inconnue qui pourrait aussi bien augmenter que diminuer par rapport à la précédente. Ainsi, dans cette seconde hypothèse, les conditions P,T du métamorphisme sont mal contraintes. Cependant, en utilisant les données obtenues sur les quartzites, qui fournissent des températures précises, on peut conclure que le domaine de stabilité probable de cet assemblage correspond à des températures situées entre 400 et 600°C et des pressions variant entre 20 et 15 kbar. Une étude plus détaillée des variations de composition chimique de la bordure des phengites pourrait être entreprise pour décrire plus finement l'évolution en pression au sein de ce domaine.

Les carbonates à taches losangiques situés à proximité immédiate de ces gneiss (éch. 104a4, localité c, fig. 2) présentent l'association suivante : calcite, phengite peu substituée (Si 3,1 à 3,35), paragonite, chloritoïde (tableau 1) et chlorite. Ces minéraux occupent notamment les pseudomorphoses losangiques (anciennes lawsonites ?). On rencontre également le quartz et des opaques. Cette association permet d'estimer les conditions P,T du métamorphisme en utilisant les diagrammes de stabilité des assemblages de haute pression des métapélites et roches voisines (Vuichard et Ballèvre, 1988; Goffé *et al.*, 1988) et les taux de substitution phengitique (indiquant seulement, ici, des pressions minimales). Le champ ainsi déterminé (fig. 7), $11 < P \text{ (kbar)} < 17$ et $500 < T^{\circ}\text{C} < 600$ est compatible avec les estimations obtenues sur les quartzites de la pincée

septentrionale. Les pseudomorphoses probables de lawsonite pourraient représenter des témoins d'une paragenèse schistes bleus précoce développée lors de la course prograde du métamorphisme, avant le passage aux conditions éclogitiques.

IV. — DISCUSSION

Dans le cas de la pincée septentrionale, épargnée par les structures N-S de la zone de Viù-Locana, la série lithostratigraphique comprend dans l'ordre : les péridotites serpentinisées de Lanzo, des metabasites, des quartzites manganésifères et des calcschistes. Bien qu'on ne puisse prouver la nature primaire du contact basal des metabasites, la succession visible évoque suffisamment les séquences post-ophiolitiques alpines pour que l'on puisse envisager qu'elle représente la couverture originelle des péridotites de Lanzo. Dans les autres ophiolites des Alpes et de l'Apennin, les péridotites du manteau sont souvent recouvertes directement par des basaltes, ou même par des sédiments océaniques en l'absence de tout autre terme crustal (Abbate *et al.*, 1980; Lemoine 1980; Tricart et Lemoine, 1983; Lagabriele *et al.*, 1984; Bernoulli et Weissert, 1985; Schaaf *et al.*, 1985). La présence, au dessus des metabasites, de quartzites riches en manganèse semblables à ceux que l'on rencontre dans la couverture métasédimentaire des metabasites éclogitiques du Viso ou de la zone de Zermatt conforte cette interprétation. Remarquons qu'il n'est pas étonnant que les résidus probables de la couverture volcanique et

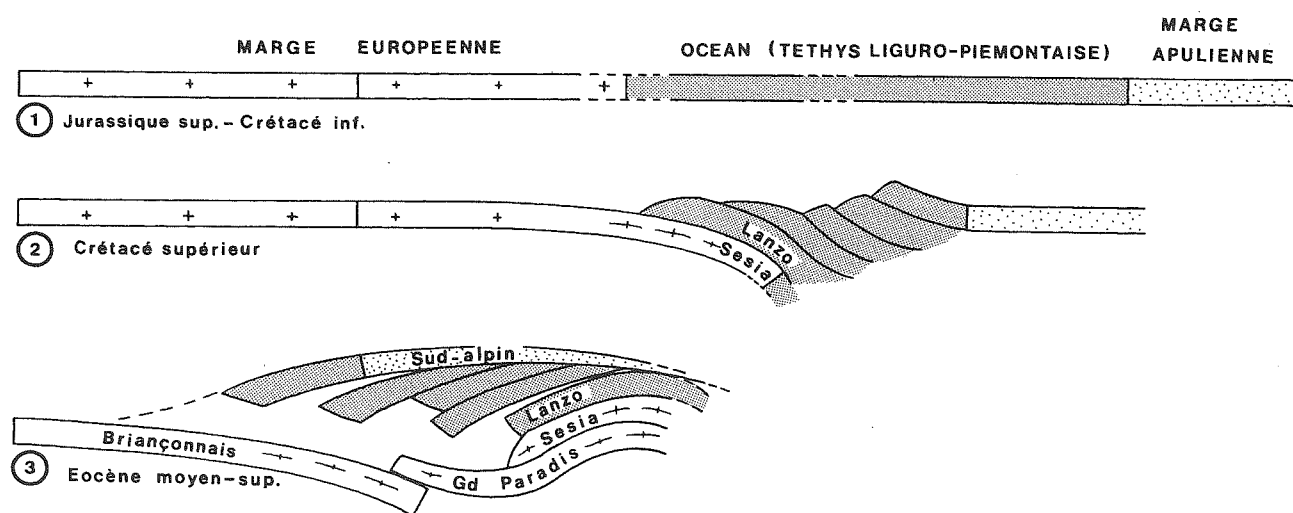


FIG. 8. — Schéma très simplifié montrant le devenir du domaine océanique téthysien — et notamment des péridotites de Lanzo — dans le cas où Sesia est issu de la marge européenne interne.

FIG. 8. — Sketch diagrams illustrating the inferred evolution of the Tethyan oceanic realm with special attention to the Lanzo peridotites. In this interpretation, the Sesia basement is assumed to originate from the European internal continental margin.

LA COUVERTURE OCÉANIQUE DE LANZO

sédimentaire des ultrabasites se trouvent dans la zone ouest du massif, là où existent les témoins pétrologiques les plus abondants de la remontée du manteau : gabbros « in situ » fréquents et filons basaltiques tardifs (Boudier, 1976). C'est en effet sur la partie du manteau ayant subi la décompression la plus forte que l'on doit s'attendre à trouver les vestiges de sédiments et de laves océaniques.

Une alternative à l'interprétation que nous proposons serait de considérer ces lambeaux métasédimentaires et métavolcaniques comme des témoins d'une nappe de schistes lustrés préservés au dessus de l'unité de Lanzo et se prolongeant vers l'ouest par delà le système des failles de Viù-Locana dans les unités ophiolitifères comprises entre la Stura de Viù et la Doire Ripaire (Nicolas, 1966), (fig. 2). Rien ne permet *a priori* de rejeter cette hypothèse, toutefois, l'étude des conditions du métamorphisme conduite dans ce travail, qui montre que l'évolution P,T alpine des ultrabasites et de leur couverture sédimentaire présumée est identique, ne permet pas de mettre en évidence la présence d'un contact tectonique majeur entre les metabasites et les serpentinites.

Dans le second secteur, on retrouve à l'état démembré les divers termes de la série visible dans la pincée septentrionale. Certaines successions évoquent indubitablement des séquences post-ophiolitiques. La présence, au sein des marbres clairs, de débris serpentiniteux et de blocs de metabasites écolitiques en aval de Martinera atteste de l'origine océanique de ces dépôts. On notera que l'existence de détritisme serpentiniteux est un bon argument en faveur de la nature ultrabasique du paléosubstratum océanique même si les contacts entre les métasédiments et les péridotites serpentinitisées sont actuellement tectoniques. Toutefois, la présence de gneiss fins à feldspaths potassiques reliques associés aux calcschistes rend délicate l'interprétation de ce secteur. Ces gneiss peuvent en effet représenter, soit des interstratifications de matériel détritique acide dans la couverture océanique comme on en rencontre dans certaines séries post-ophiolitiques alpines (Polino et Lemoine, 1984), soit des écaillés de socle continental de Sésia imbriquées au sein des unités océaniques le long d'une des failles de l'accident de Viù-Locana. Les températures estimées pour l'événement écolitique dans ces roches (400 à 600°C) sont compatibles avec celles qui ont été calculées pour les micaschistes écolitiques de la zone Sesia (Lardeaux *et al.*, 1982; Hy, 1984; Koons, 1986; Pognante, 1989).

V. — CONCLUSIONS ET IMPLICATIONS STRUCTURALES

Les observations et analyses présentées dans ce travail apportent des arguments nouveaux aux conceptions récentes concernant l'origine et la mise en place des ultrabasi-

tes de Lanzo et d'une façon plus générale l'évolution du plancher océanique téthysien. Les fortes analogies soulignées entre les séquences observées ici et les séries post-ophiolitiques piémontaises d'âge jurassique moyen-supérieur (de Wever et Caby, 1981; Schaaf *et al.*, 1985; de Wever *et al.*, 1987) permettent d'avancer que les ultrabasites ont été recouvertes localement par une couverture sédimentaire et volcanique océanique. Ainsi, les données lithostratigraphiques présentées ici s'ajoutent-elles aux arguments pétrologiques (Lombardo et Lognante, 1982; Boudier et Nicolas, 1985; Bodinier *et al.*, 1986) permettant de proposer que les péridotites de Lanzo représentent un fragment de manteau peu appauvri porté à l'affleurement lors de l'ouverture de l'océan alpin au Jurassique.

D'un point de vue structural, et à l'échelle de la chaîne alpine cette interprétation appelle les conséquences suivantes.

1. Le corps péridotitique de Lanzo appartient à la famille des ophiolites alpines. Ainsi, la zone de Viù ne peut plus être considérée comme la zone de racine majeure des schistes lustrés ophiolitifères. Une suture océanique doit être recherchée en arrière du massif de Lanzo, et peut-être même en arrière du socle de Sésia comme cela a été proposé à plusieurs reprises (Aubouin *et al.*, 1977; Fudral et Blake, 1982; Fudral et Deville, 1986; Mattauer *et al.* 1987) (fig. 8).

2. A côté des unités ophiolitiques écolitiques internes (Mont Viso, Lanzo, Zermatt), précocement entrées en subduction, existent des ophiolites dont l'âge de métamorphisme de haute pression est plus récent. Ceci implique que la fermeture du domaine océanique est nécessairement polyphasée. Cette fermeture a pu débuter à proximité de la paléomarge européenne et progresser vers l'arrière. Les ophiolites les plus métamorphiques qui sont aussi les plus profondes dans l'édifice s'appuient en effet directement sur des unités issues de la marge européenne la plus interne. C'est le cas de l'unité du Mont Viso qui repose sur le massif Dora-Maira. C'est également le cas des péridotites de Lanzo, si l'on admet une origine européenne pour le socle de Sésia. Les unités ophiolitiques sommitales, les moins métamorphiques (type Queyras, Maurienne et Chenaillet), sont quant à elles toujours d'origine plus interne (Fudral et Blake, 1982; Lagabriele, 1987; Deville, 1987; Lagabriele et Polino, 1988).

REMERCIEMENTS

Nous remercions R. Caby et un correcteur anonyme pour les critiques constructives qu'ils ont proposées à la lecture du manuscrit.

REFERENCES

- ABBATE E., BORTOLOTTI V., & PASSERINI P., (1980). — Appennine ophiolites: a peculiar oceanic crust. *Ophioliti*, 1, p. 59-96.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., LABESSE B. & WOZNIAK J., (1977). — Alpes occidentales et Alpes orientales: la zone du Canavese existe-t-elle? *C.R. somm. Soc. géol. France*, 3, p. 155-158.
- BECCALUVA L., MACCIOTA O. & VENTURELLI G., (1976). — Differenziazione e caratteri geochemici delle vulcaniti basaltiche oceaniche dell'appennino ligure-emiliano. *Ophioliti*, 1, p. 33-65.
- BECCALUVA L., MACCIOTA G., PICCARDO G.B. & ZEDA O., (1984). — Petrology of lherzolitic rocks from the Northern Appennines. *Lithos*, 17, pp. 299-316.
- BERNOULLI D. & WEISSERT H., (1985). — Sedimentary fabric in Alpine ophiolites, South Pennine Arosa zone, Switzerland. *Geology*, 13, p. 755-758.
- BLAKE M.C., FUDRAL S. & ROURE F., (1980). — Relations structurales entre le massif de Lanzo et le massif de Sesia dans la région de Lanzo, Alpes occidentales, Italie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XXII, 1, p. 145-150.
- BODINIER J.L., GUIRAUD M., DUPUY C. & DOSTAL J., (1986). — Geochemistry of basic dykes in the Lanzo massif (Western Alps): Petrogenetic and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 128, p. 77-95.
- BOUDIER F., (1976). — Le massif lherzolitique de Lanzo (Alpes piémontaises): étude structurale et pétrologique. Thèse de doctorat d'état, Univ. Nantes, 163 p.
- BOUDIER F., (1978). — Structure and petrology of the Lanzo peridotite massif (Piedmont Alps), *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, p. 1574-1591.
- BOUDIER F. & NICOLAS A., (1972). — Fusion partielle gabbroïque dans la lherzolite de Lanzo (Alpes piémontaises). *Bull. Suisse Min. Petrol.*, 52, p. 39-56.
- BOUDIER F. & NICOLAS A., (1985). — Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 76, p. 84-92.
- CARPENA J., POGNANTE U. & LOMBARDO B., (1986). — New constraints for the timing of the alpine metamorphism in the internal ophiolitic nappes from the western Alps as inferred from fission-track data. *Tectonophysics*, 127, p. 117-127.
- COMPAGNONI R. & SANDRONE R., (1979). — Il massiccio di Lanzo nel quadro del metamorfismo alpino. *Rend. S.I.M.P.*, 35, 2, p. 842.
- COMPAGNONI R., RADICATI F. & SANDRONE R., (1984). — Kaersutite-bearing mylonitic gabbros from the Lanzo peridotite (Western Italian Alps). *Geol. en Mijnbouw*, 63, p. 189-196.
- DEBELMAS J. *et al.*, (1979). — Carte géologique de la France à 1/250 000. Feuille Annecy, BRGM édit.
- DEVILLE E., (1987). — Etude géologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales françaises, Savoie), Thèse de doctorat, Univ. de Savoie, Chambéry, 295 p.
- FUDRAL S. & BLAKE C., (1982). — Une interprétation de l'évolution structurale du paléocéan téthysien. 9^e R.A.S.T., Paris, Résumé, p. 258.
- FUDRAL S. & DEVILLE E. (1986). — La zone Sésia existe-t-elle? Nouvelles observations sur les enveloppes sédimentaires du massif cristallin prétriasique de Sésia au nord du Monte Ciucrin (Alpes occidentales, région de Lanzo, Italie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 302, p. 1021-1026.
- GOFFE B., MICHARD A., KIENAST J.R. & LE MER O., (1988). — A case of obduction related high-pressure, low temperature metamorphism in upper crustal nappes, Arabian continental margin, Oman: P-T paths and kinematic interpretation. *Tectonophysics*, 151, pp. 363-386.
- GREEN T.H. & HELLMAN P.L., (1982). — Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, 15, p. 254-266.
- HERMANN F., (1938). — Note illustrative per la carta geologica delle alpi nord-occidentali. Milano.
- HOLLAND, T.B.J., (1980). — The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range of 600°-1200°C. *Am. Mineral.*, 65, 129-134.
- HY C., (1984). — Metamorphisme polyphasé et évolution tectonique dans la croûte continentale éclogitisée: les séries granitiques et pélitiques du Monte Mucrone (zone Sésia-Lanzo, Alpes italiennes), thèse de 3^e cycle, Paris, 286 p.
- ISHIWATARI A., (1985). — Alpine ophiolites: product of low degree mantle melting in a Mesozoic transcurrent rift zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, p. 93-108.
- KIENAST, J.R., (1983). — Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et schistes bleus): données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. Thèse d'Etat, Univ. Paris VI, 474 p.
- KIENAST J.R. & POGNANTE U., (1988). — Chloritoid-bearing assemblages in eclogitized metagabbros of the Lanzo Peridotite Body (Western Italian Alps). *Lithos*, 21, p. 1-11.
- KOONS P.O., (1986). — Relative geobarometry from High Pressure rocks of quartz-feldspathic composition from the Sesia zone, Western Alps, Italy. *Contr. Miner. Petrol.*, 93, 322-344.
- LAGABRIELLE Y. (1987). — Les ophiolites: marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras-Piémont), comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie. Thèse d'Etat, Univ. Brest, 350 p.
- LAGABRIELLE Y., POLINO R., AUZENDE J.M., BLANCHET R., CABY R., FUDRAL F., LEMOINE M., MEVEL C., OHNENSTETTER M., ROBERT D. & TRICART P., (1984). — Les témoins d'une tectonique intraocéanique dans le domaine Téthysien: analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires dans la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes. *Ophioliti*, 9, 1, p. 67-88.
- LAGABRIELLE Y. & POLINO R., (1988). — Un schéma structural du domaine des Schistes lustrés ophiolitifères au nord-ouest du massif du Mont Viso (Alpes sud-occidentales) et ses implications. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 306, Série II, p. 921-928.
- LARDEAUX J.M., GOSSO G., KIENAST J.R. & LOMBARDO B., (1982). — Relations entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sésia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXIV, 4, p. 793-800.
- LEMOINE M., (1980). — Serpentinites, gabbros and ophiolites in the Piemonte-Ligurian domain of the Western Alps, possible indicators of oceanic fracture zones and associated serpentinite protrusions in the Jurassic-Cretaceous Tethys. *Archives des Sciences*, Genève, 33, p. 103-116.
- LEMOINE M., BOILLOT G. & TRICART P., (1987). — Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic model. *Geology*, 15, p. 622-625.

LA COUVERTURE OCÉANIQUE DE LANZO

- LOMBARDO B. & POGNANTE U., (1982). — Tectonic implications in the evolution of the western Alps ophiolite metagabbro. *Ofioliti*, 7, 2/3, p. 371-394.
- MARTIN S. & KIENAST J.R., (1987). — The HP-LT manganiferous quartzites of Praborna, Piemonte ophiolite nappe, Italian Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 66, p. 339-360.
- MASSONE H.J. & SCHREYER W., (1987). — Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contr. Miner. Petrol.*, 96, p. 212, 224.
- MATTAUER M., MALAVIEILLE J. & MONIE P. (1987). — Une coupe lithosphérique des Alpes occidentales dans l'hypothèse où Sézia n'est pas d'origine sud-alpine. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 287, p. 899-902.
- MEVEL C., CABY R. & KIENAST J.R., (1978). — Lower amphibolite facies conditions in the oceanic crust: example of amphibolitized flaser gabbro and amphibolites in the Chenaillet ophiolite massif. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, p. 98-108.
- NICOLAS A., (1966). — Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes Piémontaises. Thèse, Grenoble, 299 p.
- NICOLAS A., (1984). — Lherzolites of the Western Alps: a structural review. In J. Kornprobst (editor), 5th International Kimberlite Conference Proceedings. Elsevier Amsterdam, p. 333-345.
- NICOLAS A. & JACKSON E.D., (1972). — Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée: implications géotectoniques. *Schweiz. Mineral. Petrogr.*, 52, p. 479-495.
- NICOLAS A., BOUCHEZ J.L. & BOUDIER F., (1972). — Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo. *Tectonophysics*, 14, p. 143-171.
- OTTONELLO G., JORON J.L. & PICCARDO G.B., (1984). — Rare earth and 3rd element transition geochemistry of peridotitic rocks. II. Ligurian peridotites and associated basalts. *J. Petrol.*, 25, pp. 373-393.
- POGNANTE U., (1989). — Lawsonite, blueschist and eclogite formation in the southern Sesia zone, Western Alps, Italy. *Eur. J. Mineral.*, 1, p. 89-104.
- POGNANTE U., RÖSLI U. & TOSCANI L., (1985). — Petrology of ultramafic and mafic rocks from the Lanzo peridotite body (Western Alps). *Lithos*, 18, p. 201-214.
- POGNANTE U., PEROTTO A., SALINO C. & TOSCANI L., (1986). — The ophiolitic peridotite of the Western Alps: Record of the evolution of a small Oceanic-Type Basin in the Mesozoic Tethys. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 35, p. 47-65.
- POGNANTE U. et KIENAST J.R. (1987). — Blueschist and Eclogite Transformations in Fe-Ti Gabbros: A Case from the Western Alps Ophiolites. *Journal of Petrology*, v. 28, 2, p. 271-292.
- POLINO R. & LEMOINE M., (1984). — Détritisme mixte d'origine continentale et océanique dans les sédiments jurassico-crétacés supra-ophiolitiques de la Téthys ligure: la série du Lago Nero (Alpes occidentales franco-italiennes). *C.R. Acad. Sci. Paris* 298, 11, 8, p. 359-364.
- SCHAAF A., POLINO R. & LAGABRIELLE Y., (1985). — Nouvelle découverte de Radiolaires d'âge Oxfordien supérieur Kimméridgien inférieur, à la base d'une série supraophiolitique des schistes lustrés piémontais (Massif de Traversiera, Haut Val Maira, Italie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 301, 11, 14, p. 1079-1084.
- SPALLA M.I., DE MARIA L., GOSSO G., MILETTO M. & POGNANTE U., (1983). — Deformazione e metamorfismo della zona Sesia-Lanzo meridionale al contatto con la falda piemontese e con il massiccio di Lanzo, Alpi Occidentali. *Mem. Soc. Geol. It.*, 26, p. 499-514.
- TRICART P. & LEMOINE M., (1983). — Serpentinite oceanic bottom in South Queyras ophiolites (French Western Alps): record of the incipient oceanic opening of the mesozoic ligurian Tethys. *Eclogae geol. helv.*, 76, 3, p. 611-629.
- VENTURELLI G., THORPE R.S. and POTTS P.J., (1981). — Rare earth and trace element characteristics of ophiolitic metabasalts from the Alpine-Appennine Belt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, pp. 109-123.
- UICHARD J.P. & BALLEVRE M. (1988). — Garnet-chloritoid equilibria in eclogitic pelitic rocks from the Sesia zone (Western Alps): their bearing on phase relations in high pressure metapelites. *J. metamorphic Geol.*, 6, p. 135-157.
- WEVER P. de & CABY R., (1981). — Datation de la base des schistes lustrés postophiolitiques par des Radiolaires (Oxfordien supérieur-Kimméridgien moyen) dans les Alpes Cottiniennes (Saint Véran, France). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 292, II, p. 467-472.
- WEVER P. de, BAUMGARTNER P.O. & POLINO R., (1987). — Précision sur la datation de la base de Schistes lustrés postophiolitiques dans les Alpes Cottiniennes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, II, p. 487-491.

Manuscrit déposé le 9 décembre 1988
accepté le 6 octobre 1989

3. — CONCLUSIONS

De ces analyses très ponctuelles, que nous avons réalisées dans des secteurs particuliers, nous pouvons tirer trois conclusions remarquables.

- La bordure nord du massif de Lanzo, essentiellement constituée par des serpentinites, est tectoniquement liée aux gneiss Sesia par un système de plis E-W serrés. La géométrie des structures observées autorise à voir le massif de Lanzo au-dessus des gneiss Sesia.

- Aussi bien le massif de Sesia que le massif de Lanzo supportent une ou des unités de couverture de Schistes lustrés (unités piémontaises *s.s.* et unités liguro-piémontaises).

- Enfin, l'analyse des données connues sur l'évolution tectono-métamorphique respective de ces deux massifs permet de situer le pic métamorphique - éoalpin - dans des limites voisines de celles des unités liguro-piémontaises inférieures et de celles des unités piémontaises *s.s.* (fig. 114).

En définitive, l'édifice structural qui constitue la zone Sesia-Lanzo dans la région de Lanzo n'a pas l'originalité qu'on lui attribue généralement. Il est assez similaire à celui observable plus à l'Ouest, notamment dans le complexe des Schistes lustrés de la chaîne frontière franco-italienne. Il est donc plus que vraisemblable que :

- le massif de Sesia, pendant le cycle alpin, appartient à l'ensemble des massifs cristallins internes ;
- le corps péridotitique de Lanzo fait partie des ophiolites alpines.

En outre, la suture océanique majeure ne peut plus être recherchée à l'avant, à l'ouest de cet ensemble de massifs, dans la zone des écaillles de Viù notamment, mais à l'arrière, à l'est - Sud-Est, finalement du côté de la frontière des paléoplaques européenne et sud-alpine, c'est-à-dire du côté de la ligne insubrienne. Pour Wheeler et Butler [1993], cette zone des écaillles de Viù, entre la vallée d'Aoste et le Val Sesia plus particulièrement, serait la marque d'importantes structures en extension, du type faille de détachement, à rejeu vers l'Est.

L'ensemble de ces résultats, associés aux données sismiques, gravimétriques et magnétiques connues dans la région de Lanzo, nous autorise à proposer un modèle lithosphérique du massif de Lanzo et de ses bordures (fig. 115).

4. — PROPOSITION D'UN MODÈLE LITHOSPHERIQUE DU MASSIF DE LANZO ET DE SES BORDURES

Le modèle présenté sur la figure 115 s'appuie sur deux types de données ou d'hypothèses.

4. 1. Les données lithostratigraphiques

Les données issues de ce travail et plus particulièrement le fait que les massifs de Sesia et de Lanzo, tectoniquement liés, ainsi que leurs unités de couverture alpines (Schistes lustrés) appartiennent aux nappes penniques. Ces deux massifs sont isolés du corps principal de ces nappes par l'accident de Viù dont la signification structurale véritable n'est pas totalement connue mais n'est en tous cas pas celle d'une suture océanique.

4. 2. Les données de la géophysique

Rappelons que le massif de Lanzo appartient aussi à une frontière de plaques lithosphériques - européenne et sud-alpine (ou apulienne) - soulignée ici par la célèbre ligne ou faille insubrienne. Cette limite particulière est le siège d'anomalies géophysiques importantes et connues depuis longtemps mais fait toujours l'objet d'interprétations discutables. Ainsi le Corps d'Ivrée des géophysiciens (ou « l'anomalie d'Ivrée ») présumé responsable de cet état de choses, a souvent été raccordé au massif de Lanzo. Dans ce secteur ont en effet été mises en évidence :

- une anomalie sismique. Vers 10 km de profondeur apparaissent des vitesses d'ondes longitudinales voisines de 7,4 km/s. alors que peu à l'Ouest elles n'atteignent que 6 km/s. [Closs et Labrouste, 1963]. Le récent profil ECORS-CROP Alpes a mis aussi en évidence un réflecteur de forte énergie en ces points. D'extension limitée et légèrement concave vers le haut, ce réflecteur avait également été repéré par la sismique réflexion grand angle, à la même place et à la même profondeur [ECORS-CROP DSSG, 1989]. Une telle anomalie implique l'existence d'un corps rapide, peu profond. Parfois nommée « Ivrea body reflector » on assimile généralement cette limite à un Moho.

- une anomalie gravimétrique. Positive et dépassant 100 mgal, elle déborde un peu à l'Est, le massif de Lanzo.

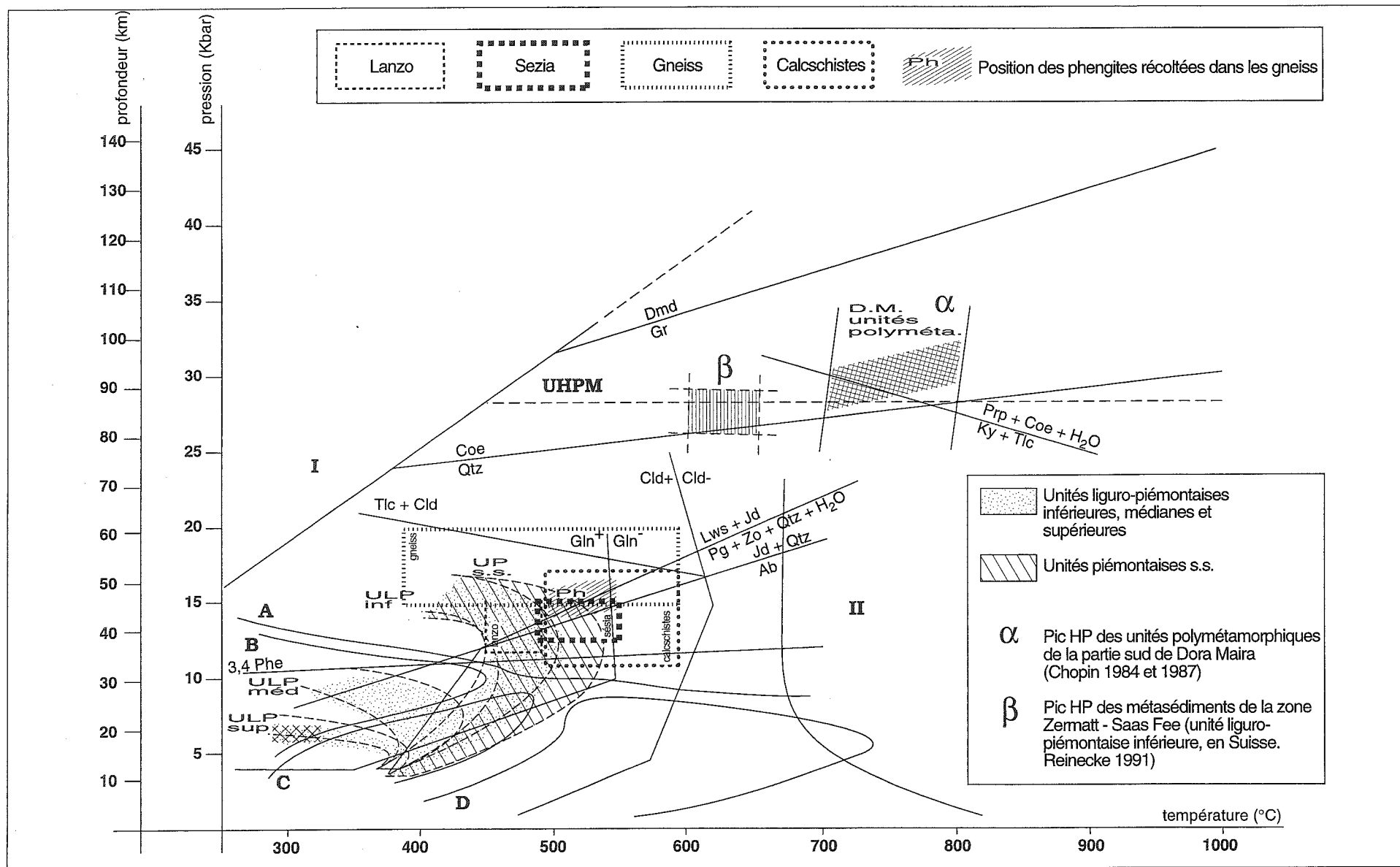


FIG. 114. – Champs de stabilité des assemblages alpins HP-BT du massif de Sézia, des péridotites de Lanzo et des divers éléments de Schistes lustrés de la couverture ou des unités de couverture de Lanzo (calcschistes et gneiss).

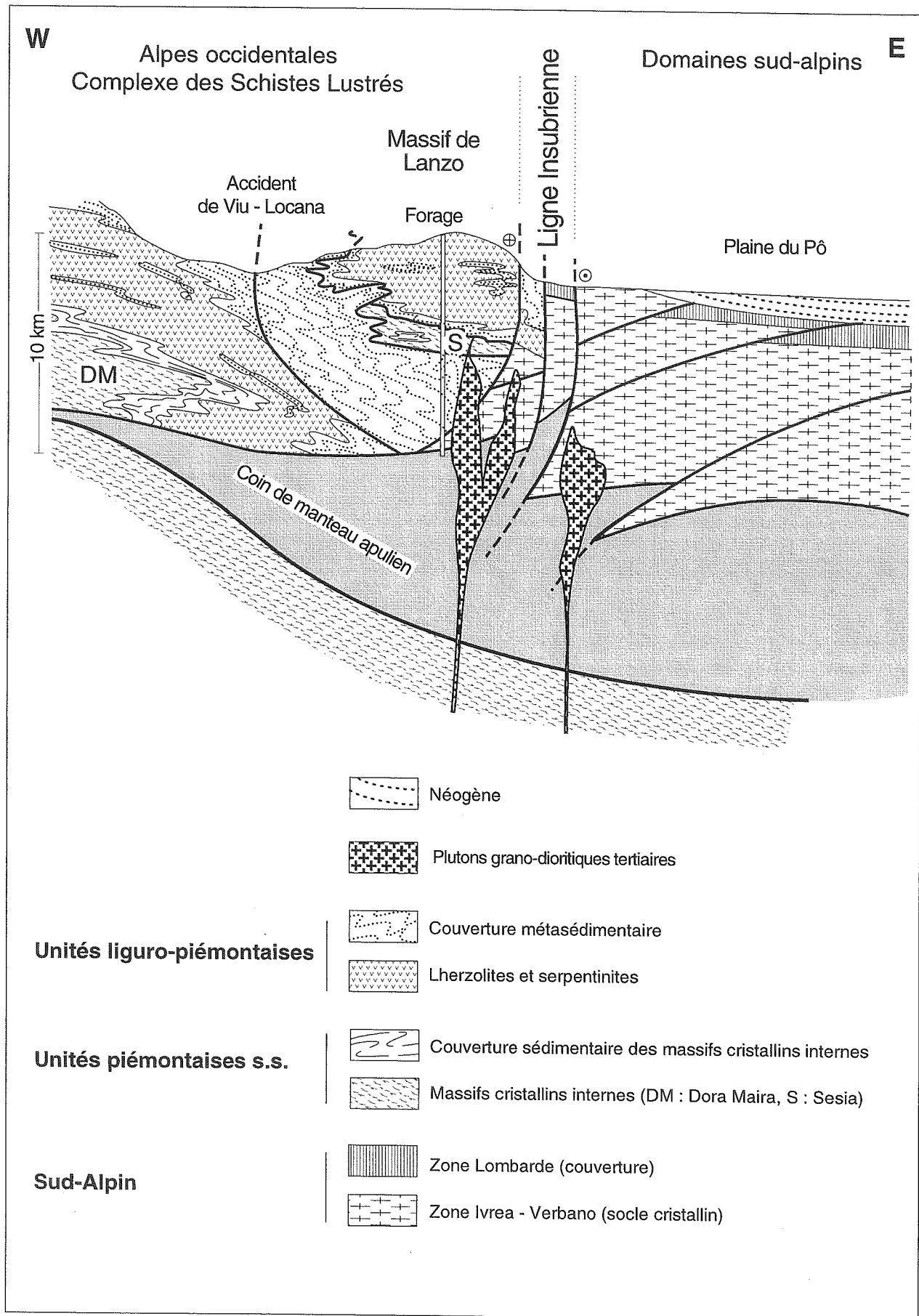


Fig. 115. – Un modèle lithosphérique du massif de Lanzo et de ses bordures.

Les calculs permettent de supposer l'existence d'un corps lourd, de 12 à 25 km d'épaisseur dont le gisement serait celui d'une lame de manteau assez fortement inclinée vers le Sud-Est. Depuis Berckhemer [1968] certains auteurs assimilent cette lame à un coin de manteau apulien, le massif de Lanzo pouvant être encore relié à ce coin de manteau profond.

Des données géologiques indirectes confirment l'existence de matériel riche en chrome à des profondeurs restant modestes [les andésites tertiaires de Biella, Vitaly, 1980].

● enfin, une anomalie du champ magnétique. Cette dernière n'est pas exactement superposable géographiquement à la précédente. Localisée un peu plus à l'Est, elle est généralement rapportée à une écaille de matériaux riches en magnétite (socle cristallin apulien de type zone Ivrea-Verbano ou serpentinites de la frange de Lanzo ?), peu profonde (inférieure à 5 km) et d'épaisseur discutable. On trouvera dans Lanza [1982] et Ménard et Thouvenot [1984], un résumé et une discussion des modèles explicatifs possibles pour cette anomalie.

La confrontation des données lithostratigraphiques et géophysiques impose de séparer le gisement des péridotites de Lanzo de celui des différents corps géophysiques individualisés. Et une nouvelle organisation des structures profondes doit être recherchée pour ce secteur. Deux modèles ont servi de base de réflexion : celui de Roure *et al.*, [1989] et celui de Tardy *et al.*, [1990], qui s'appuient tous deux sur le concept de l'écaillage lithosphérique. Dans le modèle de Tardy *et al.*, ce sont des lames de manteau européen qui sont responsables du corps lourd, rapide et peu profond nommé « Corps d'Ivrée ». En revanche, le modèle de Roure *et al.*, rapporte à ce corps l'essentiel d'un poinçon ultrabasique, d'origine apulienne, d'architecture comparable à celle proposée pour expliquer la structure générale de la chaîne pyrénéenne [Roure, Choukroune *et al.*, 1989].

C'est finalement le modèle du poinçonnement ultrabasique apulien que nous avons retenu car il apparaît comme le plus adapté à l'ensemble des contraintes. Un forage hyper profond (10 km environ), tel que proposé par nous-même [Fudral, 1992], apporterait sans aucun doute d'utiles informations sur la validité de ce modèle.

2^{ème} PartieLES UNITÉS PIÉMONTAISES S.S. ET LIGURO-PIÉMONTAISES
DES ALPES GRAIES MÉRIDIONALESLITHOSTRATIGRAPHIE ET STRUCTURES DES « SCHISTES LUSTRÉS »
LES PRINCIPALES ÉTAPES DE L'ÉVOLUTION DU BASSIN OCÉANIQUE LIGURO-PIÉMONTAIS

CHAPITRE III

LES SCHISTES LUSTRÉS DE LA KLIPPE DU MONT JOVET

1. – GÉNÉRALITÉS

Les calcschistes du Mont Jovet participent à la ligne de crête qui sépare la vallée de l'Isère, au Nord, de celle du Doron de Bozel, au Sud, à la latitude de Moûtiers. Ils couvrent une quinzaine de km² et donnent lieu à des pentes molles, herbues et souvent sombres, qui contrastent fortement avec la couronne d'affleurements très clairs de la « Nappe des gypses » sur laquelle ils reposent. Ils appartiennent en effet à un édifice plurinappé qui comprend du bas vers le haut (fig. 116) :

- la zone houillère briançonnaise formée par les classiques successions sédimentaires détritiques ou non, de la fin du Westphalien et du Stéphano-Permien qui supportent des éléments de couverture mésozoïque essentiellement triasiques (quartzites blancs et dolomies)
- un ensemble de matériaux évaporitiques et cargneuliques (Nappe des gypses de F. Ellenberger);
- enfin, les Schistes lustrés du Mont Jovet.

On insistera sur le fait que chacun de ces trois ensembles possède ses propres déformations pénétratives qui n'affectent pas les contacts anormaux qui les séparent.

Les Schistes lustrés du Mont Jovet, en position assez externe dans la chaîne, demeurent largement isolés du corps principal des nappes de Schistes lustrés. Ils ne seront toutefois reconnus comme exotiques qu'en 1920 par Termier et Kilian. Dans leur note parue aux Comptes Rendus, les deux auteurs insisteront, bien entendu, sur la géométrie de la klippe mais aussi sur la lithostratigraphie de ces calcschistes antérieurement rapprochés de formations triasiques ou liasiques [cf. par exemple, M. Bertrand, 1894 et 1896].

Nous nous sommes intéressés à eux à des fins de comparaison avec le matériel des unités de Schistes lustrés de haute Maurienne que nous avons détaillé (cf. 2^{ème} partie, chap. I), mais aussi parce que les connaissances relatives aux calcschistes du Mont Jovet restaient très parcellaires [cf. Ellenberger, 1958, p. 341-350]. En particulier, ni les rapports entre les roches vertes et les calcschistes, ni les successions métasédimentaires et leur âge, ni enfin leur évolution tectono-métamorphique n'étaient vraiment établis.

Nous avons abordé ce massif soit seul, soit en compagnie de Lu Chia Yu en nous répartissant les tâches ainsi :

- à lui l'analyse tectonique et microtectonique de détail des calcschistes. Les résultats de ce travail ont été soutenus en 1985 [Lu Chia Yu, 1985, 1^{ère} partie, chap. III et 3^{ème} partie] ;
- à nous-même la définition du cadre structural général et les analyses lithostratigraphique et métamorphique de ces mêmes calcschistes.

La carte géologique à 1/25 000 annexée au présent ouvrage (pl. hors texte 5) est également contenue dans l'ouvrage de Lu ⁽¹⁾. Nous y avons associé une série de coupes originales (pl. hors texte 6).

2. – LITHOSTRATIGRAPHIE DES SCHISTES LUSTRÉS DU MONT JOVET

La présence de metabasites et notamment de matériel serpentineux à la base ou vers la base des

⁽¹⁾ Les données de la carte ont été utilisées pour l'édition de la feuille Moûtiers de la carte géologique de la France à 1/50 000 [Debelmas *et al.*, 1989].

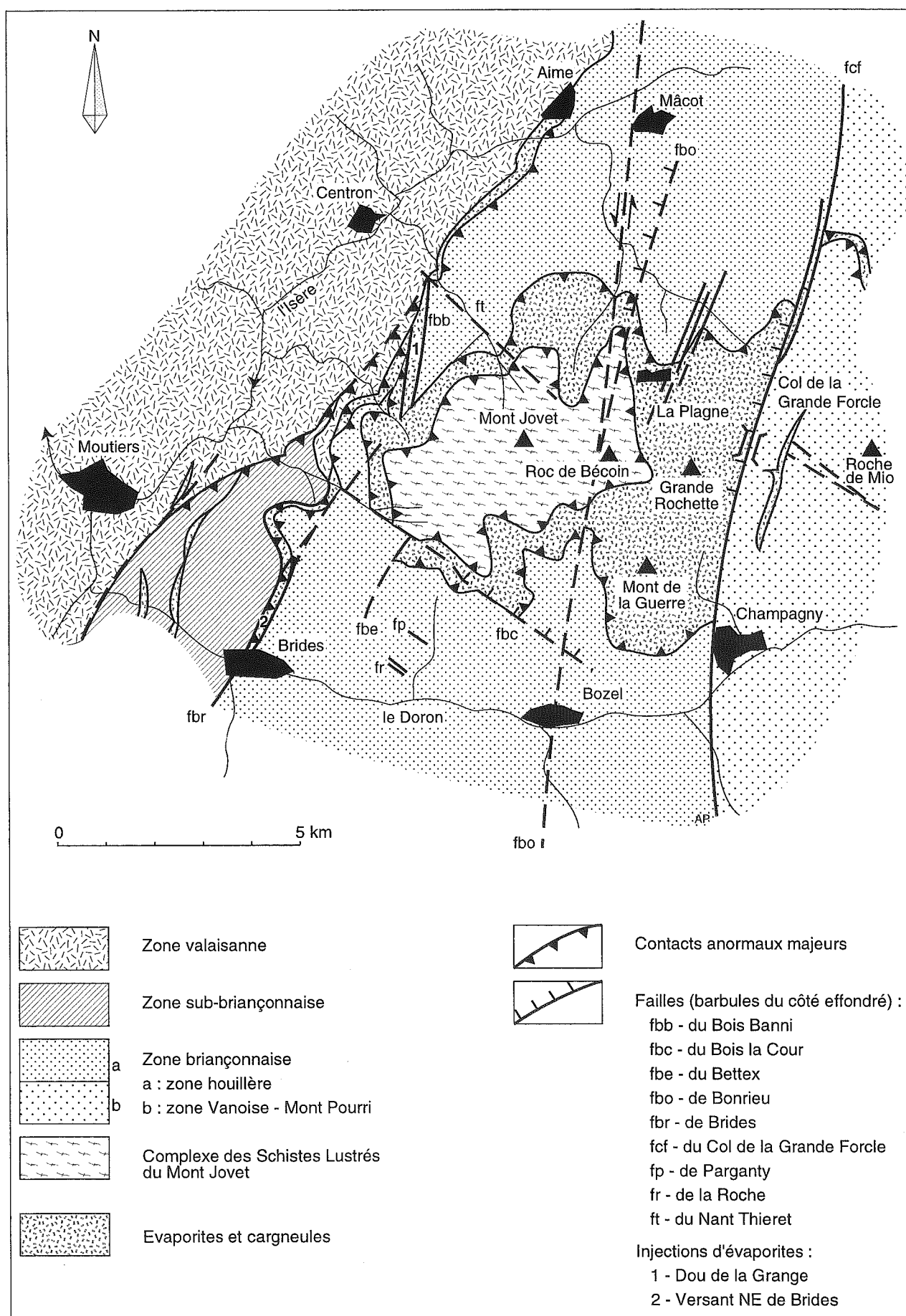


Fig. 116. – Cadre structural de la klippe des Schistes Lustrés du Mont Jovet [d'après LU Chia Yu, 1985, légèrement modifié].

calcschistes, autorise d'emblée à rapprocher les Schistes lustrés du Mont Jovet du matériel qui constitue les unités liguro-piémontaises, c'est-à-dire océaniques à l'origine, que nous avons décrites en haute Maurienne.

Trois coupes faciles d'accès permettent d'analyser les rapports existants entre ces metabasites et leur immédiate couverture sédimentaire : il s'agit d'abord de la coupe du versant Nord-Nord-Est de la Tête du Jarset, pratiquement accessible en voiture à partir de la piste Montalbert - Chalet des Etroits; ensuite de la coupe du ruisseau des Frasses et enfin de la coupe des chalets de la Lovatière.

Nous décrirons en outre quelques coupes partielles dressées uniquement dans les calcschistes, matériel qui forme l'essentiel du massif du Mont Jovet.

2. 1. Le matériel serpentiniteux et ses rapports avec les premiers termes de la couverture sédimentaire

2. 1. 1. La coupe du versant Nord-Est de la Tête du Jarset

* Elle peut-être analysée au delà de 2000 m d'altitude, entre le Plan de la Tigne, remarquable par ses entonnoirs gypseux, et le sommet de la Tête du Jarset (fig. 117).

* Entre 2000 et 2150 m d'altitude environ affleure largement un ensemble essentiellement serpentiniteux. Divers filets ou niveaux carbonatés impurs à grenats ou purement calcitiques, ainsi que quelques filets amphibolitiques forment la trame d'une masse mylonitique de serpentinites riches en spinelles. Des éléments serpentiniteux centimétriques à décimétriques (blocs et/ou boudins ?) parsèment ces niveaux carbonatés. En dépit d'un intense plissement, notamment à la base du matériel serpentiniteux, près du contact anormal avec les gypses, nous reconnaissons là un équivalent des formations de marbres à blocs [cf. Robert, 1979], ou de marbres à minéraux [cf. Chopin, 1979], décrites en haute Maurienne ou plus largement de l'ensemble des ophicalcites. Ces matériaux ont fait l'objet d'exploitations en carrières dès la fin du siècle dernier sous le nom de Marbre vert de Longefoy [cf. Moret, 1925 ; Carfantan, 1974].

* A partir de 2150 m d'altitude environ apparaissent deux ensembles métasédimentaires superposés.

- le premier est pelliculaire (1 m d'épaisseur au maximum), adhérent aux serpentinites et comprend trois termes assez bien différenciables. Du bas vers le haut viennent en effet successivement :

- . quelques centimètres de métacherts clairs ;
- . des serpentinoschistes ;
- . puis des marbres gris-bleu à débris de serpentinites.

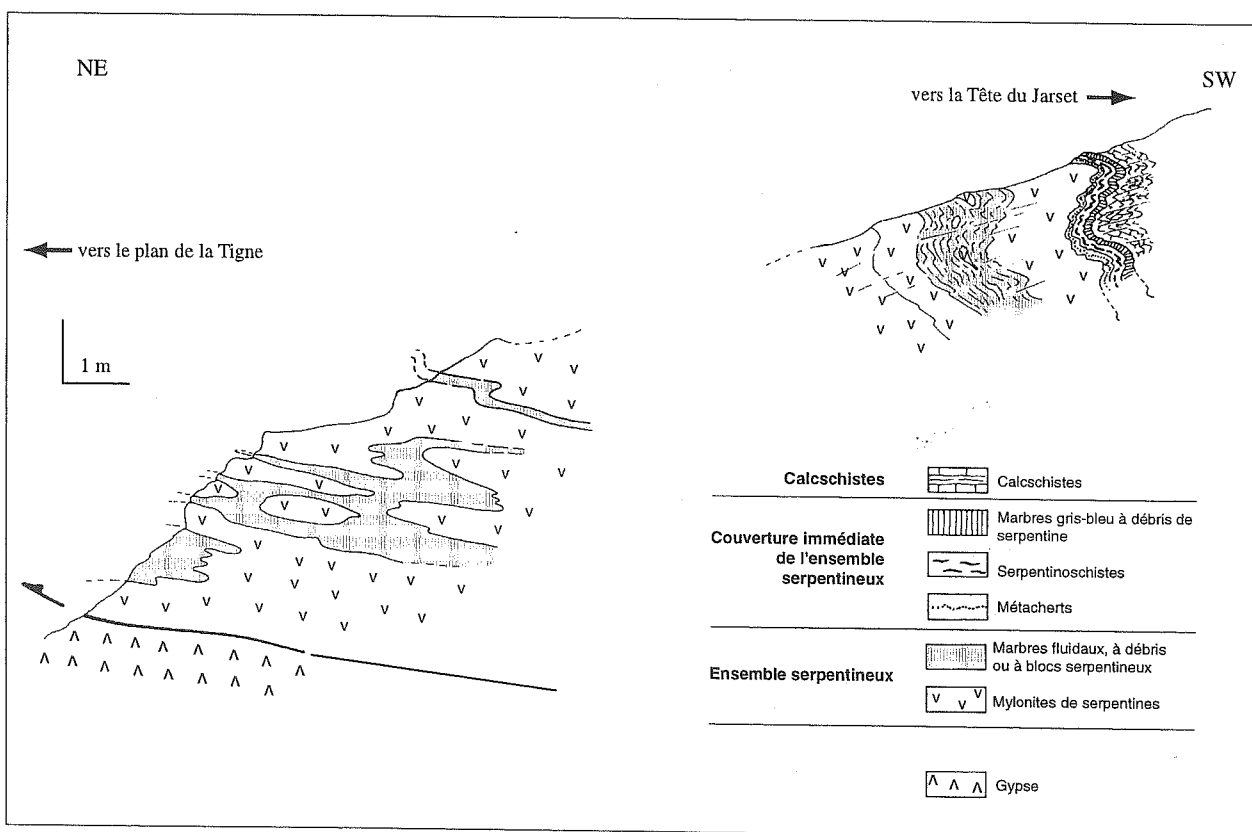


Fig. 117. – Coupe du versant Nord-Est de la Tête du Jarset.

de marbres sombres, gris-bleu, parfois spathiques, à résille dolomitique. Ils contiennent une multitude d'éléments serpentineux, des oxydes de fer et de fines lamelles de schistes bleus. Ces derniers éléments, vraisemblablement issus de pélites ou d'arénites métabasiques nous permettront d'établir quelques points de repères concernant l'évolution tectono-métamorphique de cette unité de Schistes lustrés (cf. § 3. 3).

Deux conclusions essentielles peuvent être tirées de l'analyse de ces trois coupes. Tout d'abord, le véritable matériel du paléo-plancher océanique est très peu représenté et mal caractérisé. Ce sont plus des produits de remaniement des serpentinites - les ophicalcites - que de véritables serpentinites qui forment la base stratigraphique des séries métasédimentaires du Mont Jovet. Des métagabbros ont été trouvés à l'affleurement mais ils demeurent rares et de gisement géologique incertain. Ensuite la couverture normale de ce matériel serpentineux est faite essentiellement de marbres gris-bleu à clastes de métabasites et surtout serpentineux, de fins lits siliceux clairs ou verdâtres et plus localement de passées détritiques fines de couleur sombre issues du remaniement du paléo-plancher océanique.

2. 2. Les calcschistes du Mont-Jovet

La plupart des auteurs insistent sur la monotonie des faciès des calcschistes du Mont Jovet. De fait, l'absence de gros bancs repères, de marbres, de métabasites ou de gneiss du type Charbonnel par exemple, ne favorise pas l'individualisation de séquences dans les différentes formations de ces calcschistes. Nous présentons donc deux coupes partielles dans ce matériel, l'une assez originale, l'autre plutôt banale, que nous tenterons de comparer et de replacer dans le cadre complexe des Schistes lustrés que nous avons défini en haute Maurienne.

2. 2. 1. Coupe des calcschistes du secteur du Dou du Sublet

Observable à proximité du point coté 2301 m, sur le versant sud du Mont Jovet, elle est représentative des successions métasédimentaires qui affleurent largement sur cette ligne de crête (fig. 119 A). Sur deux mètres d'épaisseur environ, se succèdent normalement et rapidement, du bas vers le haut topographique, une alternance de calcaires roux et de schistes noirs ou gris luisant, un ensemble de schistes noirs et de quartzites

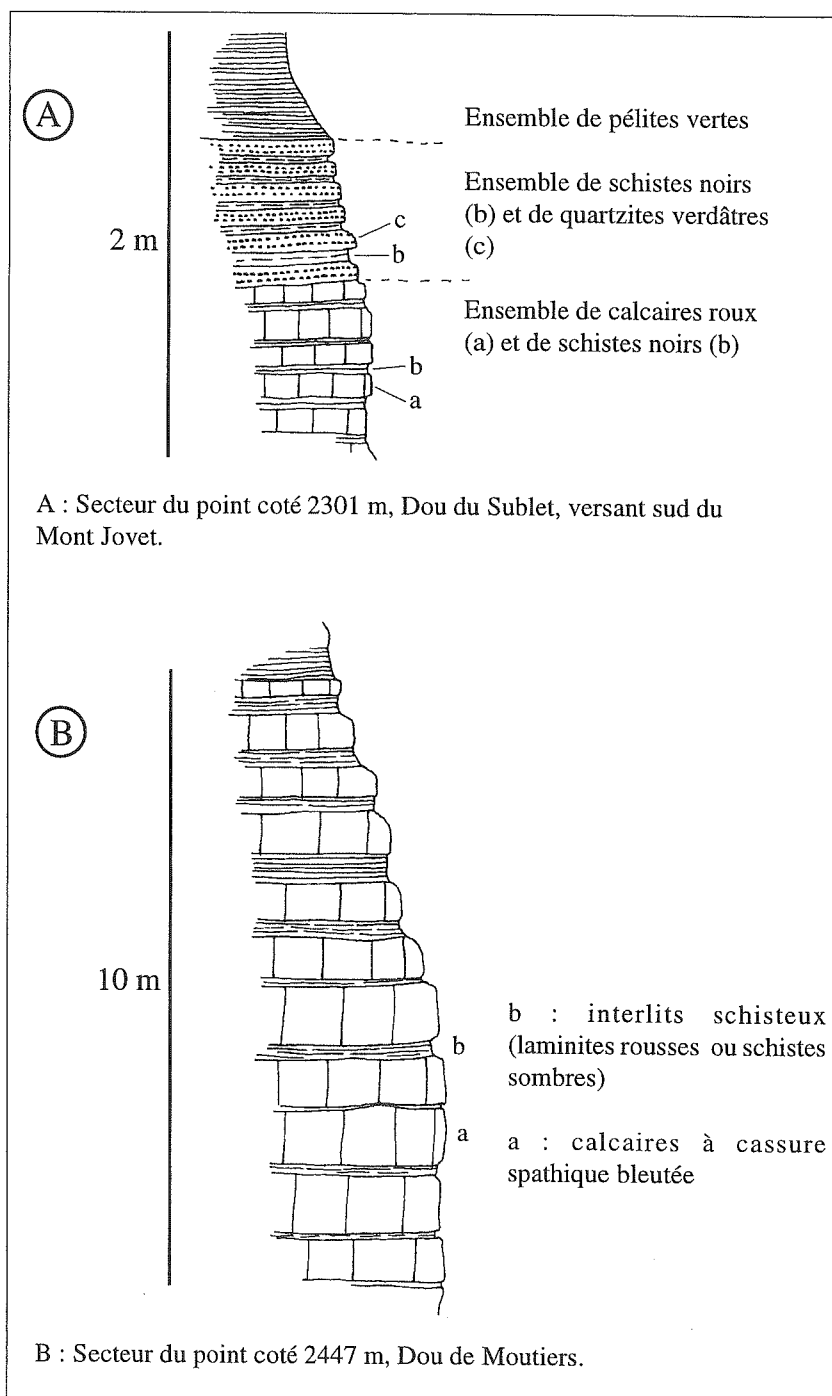


FIG. 119. – Coupes partielles dressées dans les calcschistes du Mont Jovet.

verdâtres en fins niveaux, puis des pélites vertes. La polarité de l'ensemble n'est pas établie ; par ailleurs, aucun vestige fossile n'y a été découvert.

2. 2. 2. *Coupe des calcschistes du secteur du Dou de Moûtiers*

Cette coupe est située à proximité du point coté 2447 m, sur le versant sud du Mont-Jovet (fig. 119 B). La succession est ici assez monotone et peut être résumée simplement en terme d'alternances de calcaires gris, bleu ou roux et de schistes noirs ou de laminites rouges.

Dans le détail cette succession comporte :

- des calcaires dont l'épaisseur est variable, de 40 cm à 1 m généralement. Ces roches, parfois gréseuses, sont en outre souvent à cassure bleutée, plus ou moins spathique ;

- des interlits schisteux, d'épaisseur variable, tantôt formés de laminites rouges tantôt de schistes ou d'ardoises sombres. Ni la polarité, ni l'âge de ces matériaux n'ont pu être établis. Toutefois l'aspect général rappelle de prime abord les alternances calcaires-marnes de la formation de la Replatte attribuées au Crétacé inférieur [cf. Lemoine et Tricart, 1986].

Cette succession forme-t-elle la base normale de la coupe précédente ? L'hypothèse est séduisante, mais certains faciès carbonatés gréseux, beiges, rappellent fortement les niveaux datés du Crétacé supérieur basal des Schistes lustrés de haute Maurienne [cf. également Ellenberger, 1938, p.344]. En l'absence de repères paléontologiques nous ne pouvons trancher. Nous garderons cependant en mémoire le fait que ces calcschistes montrent de fortes similitudes de faciès avec ceux mieux calés stratigraphiquement des Alpes cottiennes.

2. 2. 3. *Hypothèses sur l'âge des divers ensembles sédimentaires*

L'absence de repères paléontologiques précis nous oblige à proposer une stratigraphie des successions observées sur la base de comparaisons lithologiques.

- Le matériel serpentineux ophicalcitique et son tégument sédimentaire sont corrélables terme à terme avec les successions décrites en haute Maurienne à la base des unités liguro-piémontaises. On remarquera en particulier la présence au-dessus des ophicalcites, des niveaux carbonatés bleutés à clastes serpentineux largement affleurants au toit des péridotites serpentinisées des unités océaniques médianes notamment. Il est donc hautement probable que ces niveaux repères, comme en haute Maurienne, appartiennent au Jurassique terminal-Crétacé basal.

- En ce qui concerne les calcschistes sus-jacents, la

logique voudrait qu'ils représentent le Crétacé inférieur. Dans la coupe du versant nord-est de la tête du Jarset (fig. 117) nous aurions là, sur quelques mètres d'épaisseur, une succession exemplaire Jurassique supérieur - Crétacé inférieur.

Par ailleurs on peut aussi rapprocher les alternances décrites au Dou de Moûtiers (fig. 119 B) des successions calcaires-marnes de la formation de la Replatte attribuées au Crétacé inférieur [cf. Lemoine, 1971 ; Lemoine et Tricart, 1986]. Par comparaison toujours, on peut proposer que les successions décrites au Dou du Sublet (fig. 119 A) s'apparentent, au-travers des successions de schistes noirs et de quartzites verts qu'elle présente, à la formation des blake shales du Crétacé moyen-supérieur bien connue en domaine océanique, notamment atlantique.

Une succession normale, complète, du Jurassique supérieur au Crétacé moyen-supérieur se dessine ainsi progressivement si l'on juxtapose les divers éléments de nos coupes partielles. Une telle hypothèse, séduisante, est résumée sur la figure 120, en tenant compte des possibilités de polarité (hypothèses 1). C'est une hypothèse similaire qui a été faite par J. Debelmas sur la feuille Moûtiers à 1/50 000 qui inclut la klippe du Mont Jovet. Cependant les limites des divers ensembles lithostratigraphiques proposés par l'auteur apparaissent bien dans la partie nord de la klippe alors que les ensembles du Crétacé, dont nous soupçonnons l'existence, affleurent bien au Sud et à l'Ouest de la klippe (Dou du Sublet ; Dou de Moûtiers).

A ce problème s'en ajoute un autre. Certains faciès carbonatés gréseux, beiges, rappellent indiscutablement des niveaux datés du Crétacé supérieur basal des Schistes lustrés liguro-piémontais de haute-Maurienne [cf. aussi la remarque sur l'âge des calcschistes du Jovet dans Ellenberger, 1958, p.344]. Une autre hypothèse doit donc être formulée. L'essentiel de la série des Schistes lustrés du Mont Jovet appartient au Crétacé moyen-supérieur, deux variantes pouvant être envisagées selon la polarité choisie pour les coupes partielles analysées (hypothèses 2 de la figure 120). Les deux types d'hypothèses proposées sur cette figure rappellent celles formulées à propos des âges possibles des successions post-ophiolitiques des unités liguro-piémontaises inférieures (cf. fig. 73).

2. 2. 4. *Conclusions à l'analyse lithostratigraphique des Schistes lustrés du Mont Jovet*

Deux points sont remarquables : Le matériel serpentineux et son tégument sédimentaire sont similaires à ceux décrits dans les unités liguro-piémontaises ou océaniques de haute Maurienne.

Les calcschistes, en revanche, qui forment l'essentiel de la klippe, présentent d'une part des faciès plus fins et,

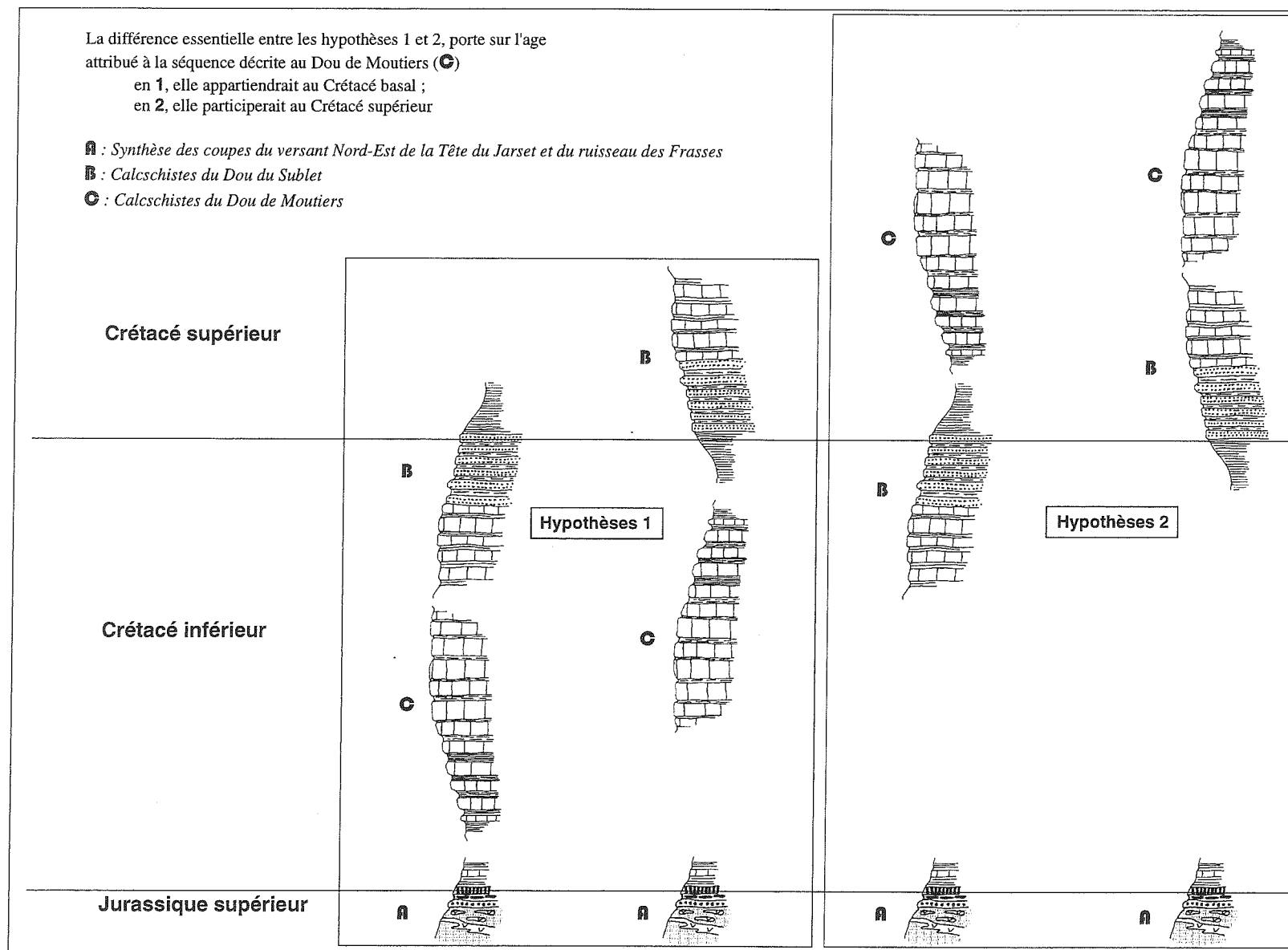


FIG. 120. – Hypothèses sur l'âge des divers ensembles sédimentaires des Schistes lustrés du Mont Jovet.

d'autre part, une moins grande diversité de faciès. Si les alternances de carbonates gréseux et de schistes sombres s'apparentent aux successions flyschoides mises en évidence dans les unités plus internes, on ne trouve pas ici les ensembles détritiques grossiers, voire les olistostromes, qui caractérisent certaines de ces unités internes, inférieures et médianes tout particulièrement.

Les calcschistes du Mont Jovet ont ainsi le cachet des unités liguro-piémontaises supérieures.

L'âge respectif des diverses formations n'est pas établi. Il est hautement probable que les niveaux carbonatés bleutés immédiatement sus-jacent au matériel serpentinite appartiennent au Jurassique terminal - Crétacé basal. En ce qui concerne l'âge des calcschistes, deux hypothèses différentes peuvent être formulées sur la base de comparaisons de faciès. Dans la première de ces hypothèses, l'essentiel des calcschistes appartiendrait au Crétacé inférieur. L'élément de comparaison est la formation de la Replatte du Gondran attribuée au Crétacé inférieur [Lemoine, 1971 ; Lemoine et Tricart, 1986]. Dans la seconde hypothèse, les calcschistes seraient essentiellement d'âge crétacé supérieur, les séquences décrites dans les unités liguro-piémontaises médianes et supérieures servant de séries types. En l'absence de vrais critères de détermination, nous n'avons pas introduit de différences de représentation.

3. – ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DES SCHISTES LUS-TRÉS DU MONT JOVET

3. 1. Les principaux repères métamorphiques

3. 1. 1. Les assemblages minéralogiques

● Après Ellenberger [1958] et Guitard et Saliot [1970, 1971], Lu [1985] et surtout Desmons [1974] ont largement complété la vision minéralogique que l'on avait des calcschistes du Jovet.

Ces derniers ont pour caractéristique essentielle de posséder des minéraux très petits [20-150 μ , Desmons, 1974]. En dehors des phyllites microscopiques, divers minéraux ont été répertoriés. Dans les calcschistes, du quartz et des opaques cohabitent avec de l'albite, de la chlorite, de la tourmaline et divers carbonates. Dans les roches vertes d'une part l'association antigorite-serpentine, d'autre part l'altération des pyroxènes magmatiques en chlorite et actinote, témoignent en faveur d'une phase de métamorphisme océanique. En cela ce matériel ultrabasique a subi la même évolution que la plupart des roches ophiolitiques alpines. Le métamorphisme alpin, y est en revanche toujours difficile à caractériser. Pour Desmons, la présence de pumpellyite et de stilpnomélane peut être attribuée à une phase du métamorphisme alpin.

Sur la feuille Moûtiers, de la carte géologique de la France à 1/50 000, les assemblages minéralogiques des roches vertes et des calcschistes du Jovet ont été cantonnés dans le champ du faciès schiste vert [Debelmas *et al.*, 1989].

● Nous avons procédé à l'analyse à la microsonde (Microsonde Camebax de l'Ouest, C.O.B.) des clastes, à faciès schiste bleu, contenus dans les marbres de la couverture des serpentinites du Jovet. Une paragenèse à magnésio-riebeckite et aegyrine a été mise en évidence associée à magnétite, divers carbonates, albite et quartz. Les résultats de ces analyses sont reproduits dans les tableaux de la figure 121 et traduits sur les figures 122 et 123 (les résultats des analyses ont été étudiés avec l'aide de J.R. Kiénaast - Université P. et M. Curie, Paris VI).

- l'amphibole bleue est très riche en Fe et pauvre en Al. Le diagramme de la figure 122 ($\text{Fe}^{3+}/\text{eR}^{3+}$ en fonction $\text{Fe}^{2+}/\text{eR}^{2+}$) permet de situer les cinq points d'analyse dans le champ des magnésio-riebeckites, en limite du champ des riebeckites ;

- l'aegyrine est également riche en fer (fer trivalent) et pauvre en Al. Les variations de la composition de ces aegyrines s'étalent depuis un point très proche du pôle aegyrine vers un point proche de la limite augite-aegyrinique et aegyrine (fig. 123).

Cette association à riebeckite-aegyrine est assez similaire à celle mise en évidence dans un gabbro ophiolitique du Chenaillet par Mével *et al.*, en 1982. Là, les auteurs suggèrent que la composition très particulière de la roche, très riche en fer et très oxydée, a permis l'apparition de cet assemblage à une pression nettement inférieure à celle du faciès schiste bleu ; cette association représentant finalement la plus faible manifestation du métamorphisme alpin dans ces ophiolites et ne signifiant pas obligatoirement haute pression.

Compte tenu des fortes similitudes qui existent entre les deux types d'assemblages analysés, nous adoptons une conclusion identique.

En définitive, la position de ces assemblages dans un diagramme P-T est délicate à établir. Pour fixer les idées et aussi pour comparer ces associations avec celles mises en évidence dans les autres unités du complexe des Schistes lustrés, nous avons positionné les assemblages métamorphiques du Jovet sur le diagramme de la figure 116 repris en figure 124. Nous nous situerions à basse température et en dessous de la pression de stabilité de la glaucophane.

3. 1. 2. Les données radiochronologiques

Actuellement, nous ne disposons d'aucune donnée radiochronologique autorisant un calage stratigraphique des assemblages mis en évidence.

La phase métamorphique alpine de faible importance

révélée ici se rapporte vraisemblablement à l'épisode alpin s.s. (38-40 Ma) mais cela reste à démontrer.

3. 2. Les structures tectoniques

Pour l'essentiel, elles ont été précisées par Lu, dans son travail de 1985. Nous rappellerons très brièvement ces données que nous compléterons par de nouveaux résultats.

3. 2. 1. *Bref rappel du cadre structural de la klippe*

● La klippe du Jovet et l'édifice structural sous-jacent tout entier sont tardivement juxtaposés par failles subverticales et subméridiennes contre la zone briançonnaise interne (fig. 116). Cette fracturation prolonge vers le Nord le couloir Modane-Chavière décrit à partir de la figure 80. Elle comprend, à l'Est, le système des fractures du col de la Grande Forcle et, à l'Ouest, celles du torrent du Bonrieu. Dans les deux cas ce sont les segments septentrionaux de ces deux fractures qui sont les mieux exprimés ; dans les deux cas aussi, ce sont les compartiments occidentaux de ces failles qui sont effondrés (cf. coupes n° 2 et 3 de la pl. hors-texte 6).

L'analyse des mesures de stries effectuées sur les grès du Carbonifère supérieur, dans un secteur proche de la faille du Bonrieu (Fbo) révèle un contexte décrochant senestre dont la direction de raccourcissement maximum est sub-horizontale et proche de N 120° Est [Lu Chia Yu, 1985, p. 75-79].

Nous associons à cette fracturation majeure subméridienne, deux structures particulières. La première, à l'Ouest - Nord-Ouest, est liée à la faille du Bois Banni (Fbb). Il s'agit de l'injection de gypse du Dou de la Grange (fig. 116 et coupe 1, pl. hors-texte 6). Large de 300 m environ dans sa partie centrale, cette injection représente une méga-fente de tension. Les tentatives d'analyse des plis de ce matériel gypseux et notamment celles visant à rechercher d'éventuels plis à axes verticaux se sont pour l'instant avérées vaines. La seconde structure est repérable plus au Sud, en rive droite du Doron de Bozel, structuralement en limite entre les zones sub-briançonnaise et briançonnaise externe. Là, en effet, d'importantes masses gypseuses sont incluses dans une structure à bord interne vertical, développée depuis le Doron pratiquement jusqu'à la ligne de crête et orientée N 20° à N 30° suivant les points.

Ensemble, ces deux structures évoquent des méga-fentes en échelon liées à une direction de cisaillement senestre NE-SW.

D'autres familles de fractures sont bien exprimées, sur la frange sud de la klippe notamment.

● Une famille est d'orientation générale comprise entre N 120° et N 140. Elle comprend la faille du Bois de la Cour (Fbc), la faille de Parganty (Fp) et diverses fractures de moindre importance du secteur du hameau de la Roche (Fr). Le mouvement le plus clairement observable le long de la faille du Bois de la Cour est l'abaissement du compartiment Nord.

En ce qui concerne les autres fractures de cette famille les mouvements sont difficiles à déceler car seuls les divers niveaux plissés du Carbonifère supérieur sont juxtaposés. En première approximation toutefois le mouvement résultant le long de ces fractures est le même que celui lié au jeu de la faille du Bois de la Cour.

Une remarque est intéressante à propos de la faille de Parganty. Cette dernière donne lieu à une ouverture, dans le plan horizontal de 1 m à 1,50 m de large ! Ceci est visible près des chalets de Parganty, là où la piste Moranches - Bois des Roches recoupe la faille.

● La dernière fracture qui mérite discussion est la faille que nous avons appelée faille du Bettex (Fbe) (cf. carte géologique et coupe 5, pl. hors-texte 5 et 6). D'orientation proche de N 45° et inclinée d'environ 80° vers l'Ouest, elle mime une faille chevauchante vers l'Est. Or le compartiment Est est effondré. Nous avons affaire ou bien à une faille normale décrochante sénestre à géométrie complexe ou bien à une faille normale décrochante née sub-verticale et secondairement déformée.

La figure 116 synthétise l'ensemble des données dont nous disposons. La conclusion la plus évidente de ces travaux est que la klippe du Mont Jovet est conservée à l'intérieur d'une zone effondrée, orientée sensiblement N-NE - S-SW, faite de plusieurs blocs juxtaposés. Finalement, le modèle d'organisation structurale du secteur du Mont Jovet est celui d'un pull-apart schématisé par la figure 125. L'âge d'une telle structure est nécessairement post-tertiaire basal puisque la série briançonnaise est impliquée.

3. 2. 2. *Observations complémentaires sur la nature et la structure du soubassement de la klippe du Mont Jovet*

Les successions métasédimentaires sous-jacentes aux évaporites et aux cargneules de la klippe du Mont Jovet appartiennent à la zone houillère briançonnaise et s'échelonnent depuis le Carbonifère supérieur jusqu'au Trias inférieur et moyen. Deux ensembles d'observations particulières qui méritent discussion peuvent être faites sur ce matériel. Il s'agit tout d'abord de la manière dont s'effectue le passage du Carbonifère au Trias inférieur et ensuite de structures particulières, cassantes, qui affectent le Carbonifère supérieur.

A : Tableau des amphiboles						B : Tableau des pyroxènes					
Analyses chimiques des cinq points mesurés, en pourcentage pondéraux d'oxydes						Analyses chimiques des cinq points mesurés, en pourcentage pondéraux d'oxydes					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
Si O ₂	54,61	54,13	54,38	54,60	54,76	Si O ₂	53,93	53,11	54,03	53,99	53,46
Ti O ₂	0,06	0,07	0,02	0,01	0,01	Ti O ₂	0,05	0,02	0,24	0,04	0,02
Al ₂ O ₃	1,98	1,77	1,81	2,66	1,48	Al ₂ O ₃	2,51	2,06	2,59	2,27	2,04
Cr ₂ O ₃	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	Cr ₂ O ₃	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00
Fe O	24,37	20,80	24,10	21,36	24,96	Fe O	24,09	26,95	23,63	22,97	24,55
Mn O	0,14	0,12	0,17	0,08	0,12	Mn O	0,01	0,00	0,01	0,03	0,06
Mg O	8,14	9,59	8,23	8,89	7,59	Mg O	2,33	1,01	2,44	4,54	2,20
Ca O	1,18	1,09	0,83	0,81	0,44	Ca O	3,95	1,59	4,24	2,47	3,40
Na ₂ O	7,26	7,82	7,42	7,65	7,83	Na ₂ O	12,87	14,25	12,91	11,86	13,16
K ₂ O	0,15	0,18	0,14	0,09	0,07	K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	97,89	95,65	97,10	96,15	97,26	Total	99,78	98,99	100,12	98,18	98,89
Formule structurale - 23 oxygènes (Σ Mg)						Formule structurale - 6 oxygènes					
Si	7,921	7,985	7,934	7,982	8,016	Si	1,965	1,950	1,960	1,993	1,963
Al IV	0,079	0,015	0,066	0,018	0,000	Al IV	0,035	0,050	0,040	0,007	0,037
Al VI	0,260	0,293	0,246	0,440	0,255	Al VI	0,073	0,039	0,071	0,092	0,052
Ti	0,007	0,008	0,002	0,001	0,001	Ti	0,001	0,001	0,007	0,001	0,001
Cr	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	Cr	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe ³⁺	1,369	1,082	1,430	1,137	1,336	Fe ³⁺	0,734	0,828	0,717	0,709	0,754
Fe ²⁺	1,587	1,485	1,511	1,475	1,720	Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,017	0,015	0,021	0,010	0,015	Mn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002
Mg	1,760	2,109	1,790	1,937	1,656	Mg	0,127	0,055	0,132	0,250	0,120
Ca	0,183	0,172	0,130	0,127	0,069	Ca	0,154	0,063	0,165	0,098	0,134
Na	2,043	2,237	2,099	2,169	2,223	Na	0,909	1,015	0,908	0,849	0,937
K	0,028	0,034	0,026	0,017	0,013	K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	13,399	13,313	13,417	13,329	13,389	Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Caractères structuraux						Eléments de classification					
Mg M ₄	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Ca	54,87	53,09	55,49	28,04	52,25
Na M ₄	1,817	1,828	1,870	1,873	1,931	Fe + Mn	0,11	0,00	0,10	0,27	0,73
Na A	0,226	0,409	0,229	0,296	0,292	Mg	45,02	46,91	44,41	71,69	47,02
Ca	5,17	4,56	3,76	3,58	1,99	Jad. + Urey.	7,79	4,23	7,59	9,40	5,54
Fe ²⁺ + Mn	45,22	39,67	44,38	41,84	50,14	Aégyrine	77,33	89,37	76,26	72,69	80,72
Mg	49,61	55,78	51,86	54,58	47,86	Reste	14,88	6,39	16,15	17,91	13,74
(Na + K) A	11,79	19,39	11,65	14,18	13,64						
Na M ₄	84,53	79,95	85,35	84,99	86,36						
Al IV	3,68	0,66	3,00	0,84	0,00						
Fe ²⁺ / ΣR^{2+}	0,472	0,411	0,455	0,431	0,507						
Fe ³⁺ / ΣR^{3+}	0,837	0,777	0,852	0,720	0,839						

FIG. 121. – Tableau des analyses des amphiboles et des pyroxènes des marbres de la couverture des serpentinites du Mont Jovet (échantillon F 124-1).

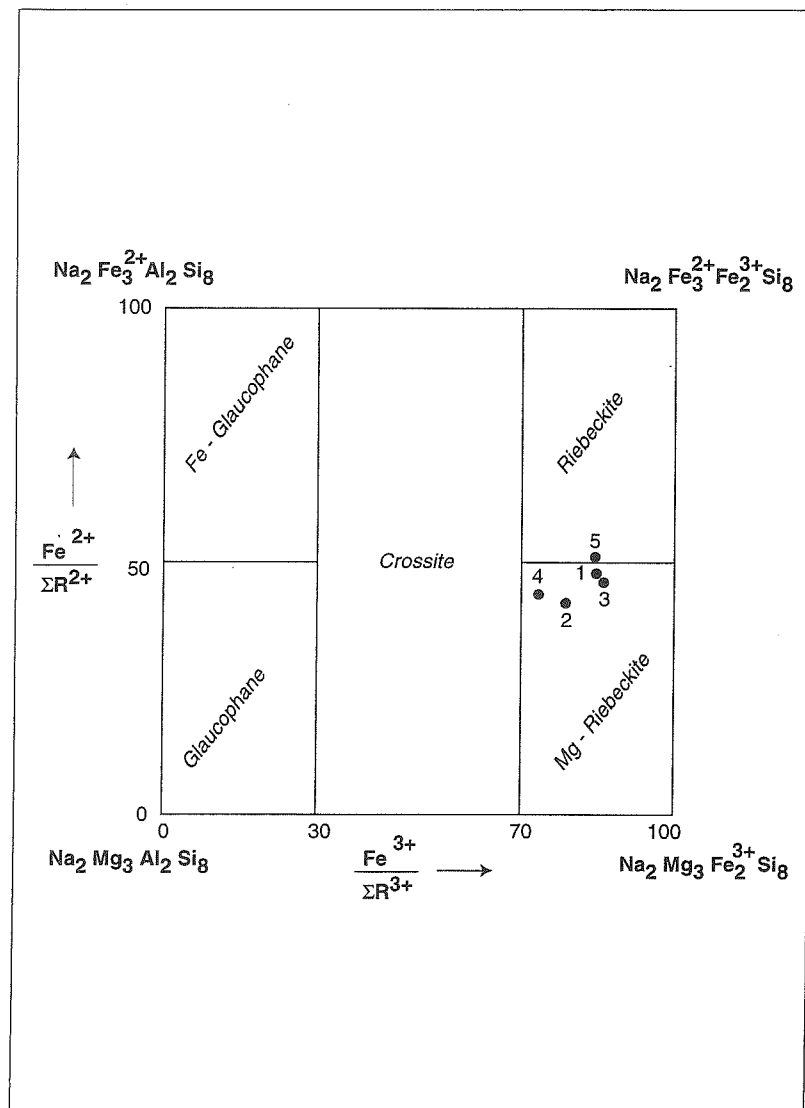


FIG. 122. – Variation de composition des magnésio-riebeckites dans le diagramme des amphiboles bleues [Miyashiro, 1957].

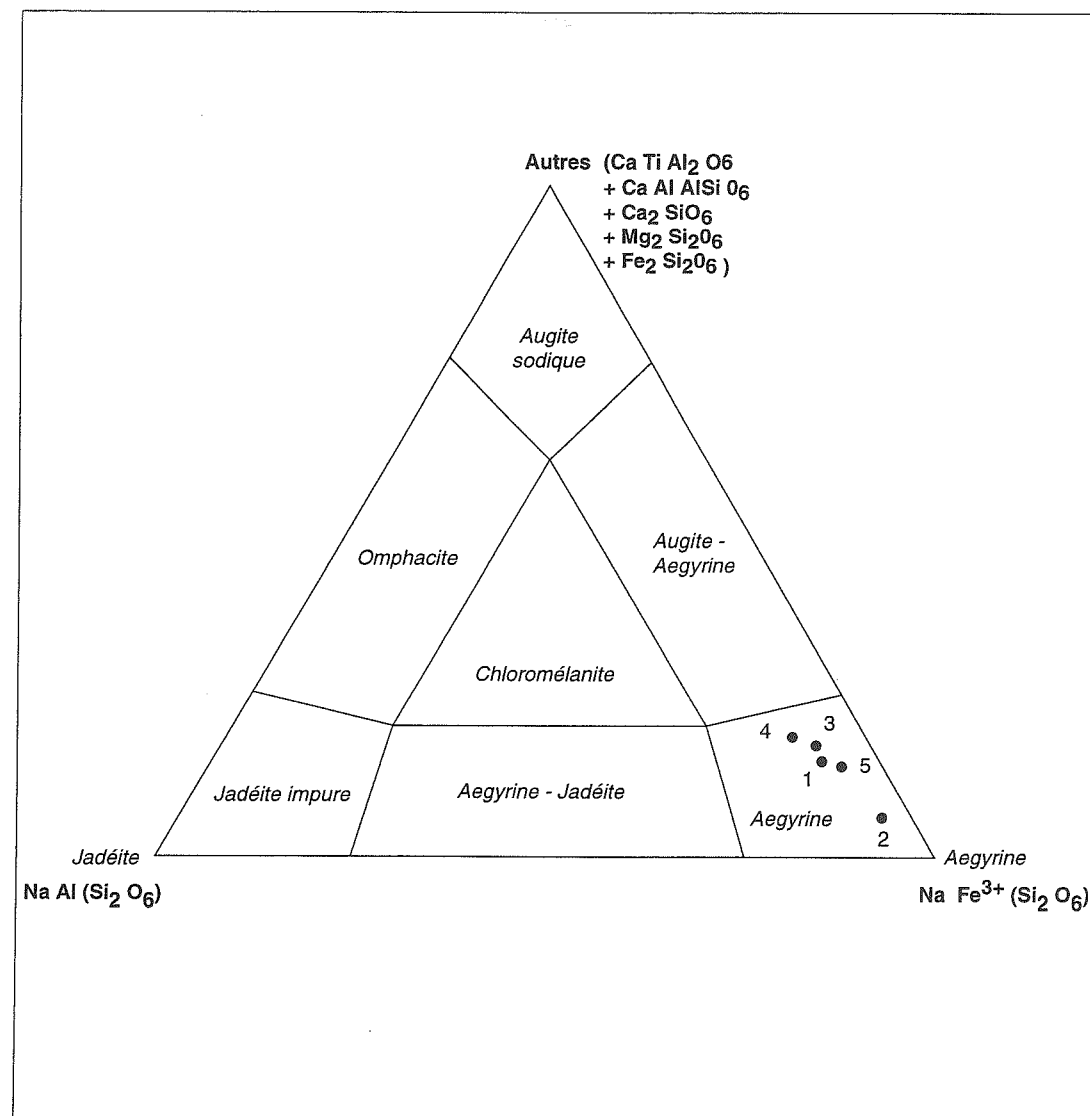


FIG. 123. – Les pyroxènes des marbres de la couverture des serpentinites du Mont Jovet (échantillon F 124-1) dans le diagramme des pyroxènes sodiques [champs de composition d'après Essene et Fyfe, 1967].

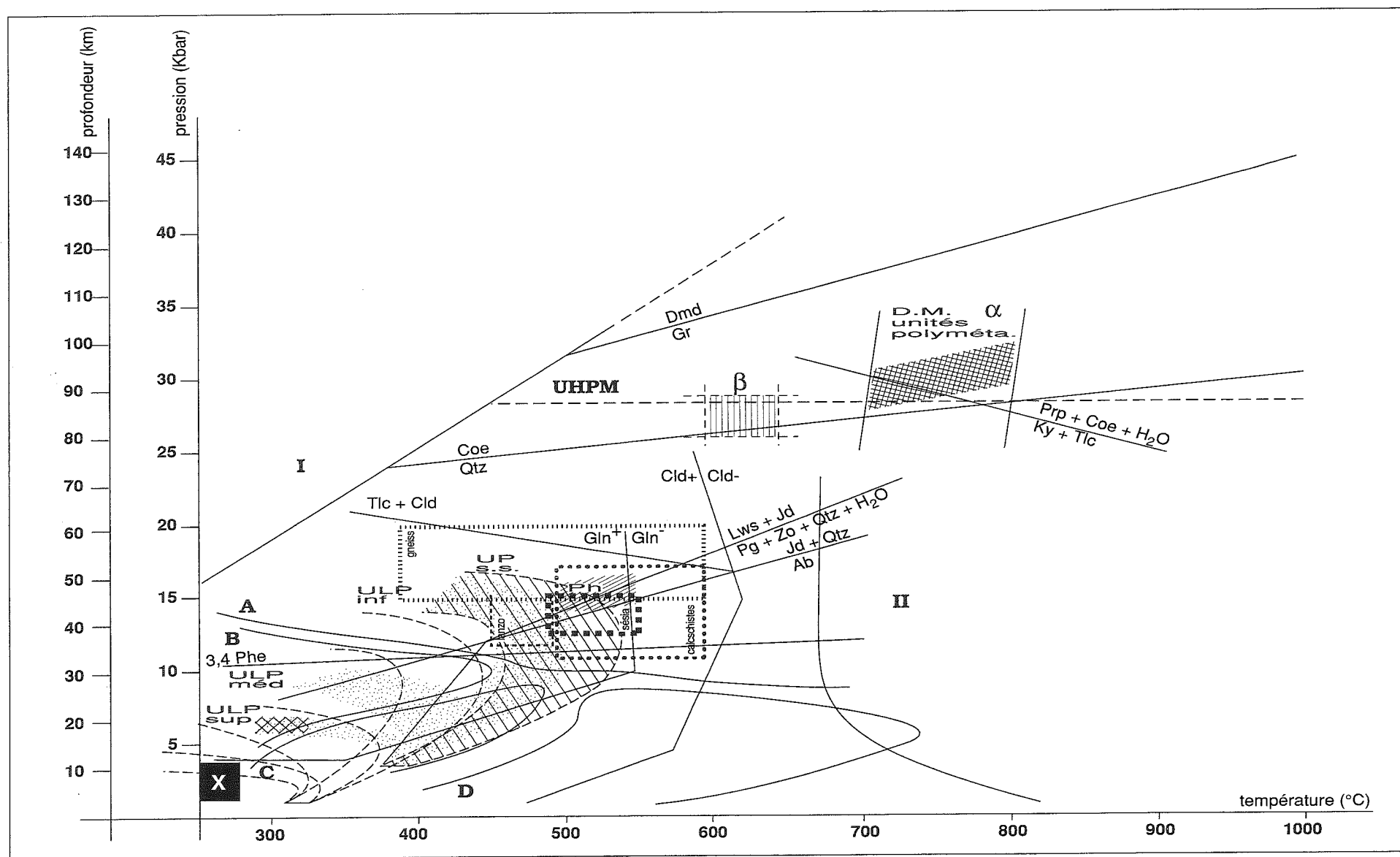


FIG. 124. – Position probable des assemblages à riebeckite et aegyrine des Schistes lustré du Mont Jovet (en X). Mêmes symboles et mêmes légendes que pour la fig. 113.

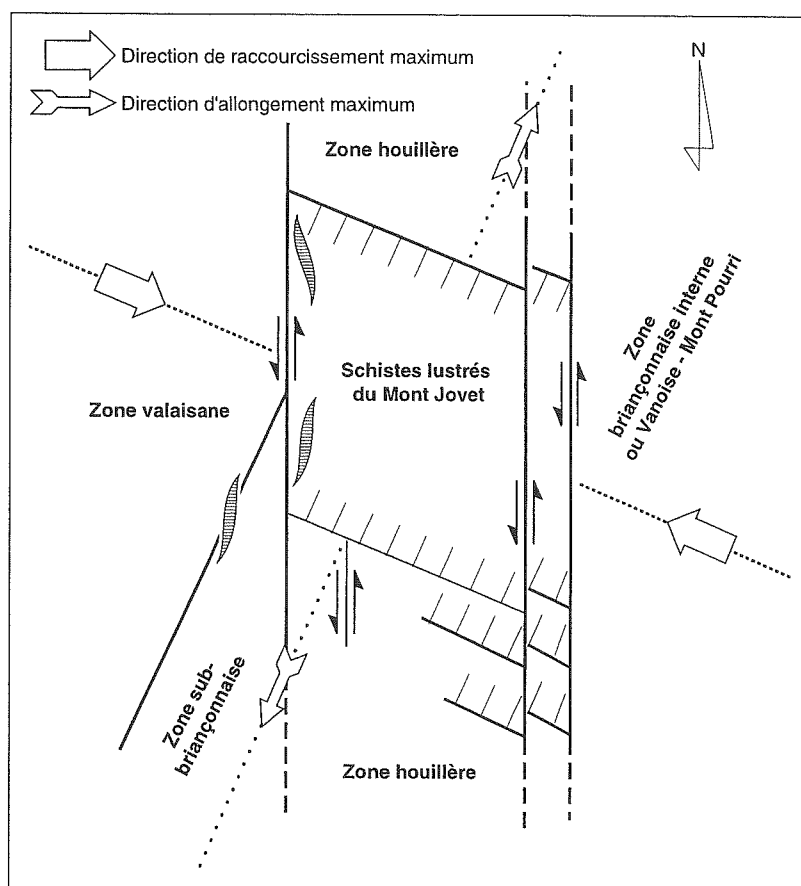


FIG. 125. – Modèle d'organisation structurale en pull-apart du secteur du Mont Jovet.

A. Le passage du Carbonifère supérieur au Trias inférieur et moyen

La carte géologique interprétative de la zone houillère de Fabre, Feys et Greber [1958, BRGM], révèle l'importance des grès et schistes à anthracite du Carbonifère supérieur ainsi que leur plissement et en même temps la grande variabilité d'épaisseur du Carbonifère terminal stérile, du Permien ou des niveaux attribuables au Permien ou encore des quartzites du Trias inférieur. Deux points particuliers ont attiré notre attention :

- les pélites versicolores attribuées au Permien dessinent une semelle d'affleurements de terrains très schistosés, entre le Carbonifère plissé et les quartzites blancs du Trias inférieur ;
- la base observable de ces quartzites est fortement broyée et réduite à l'état de sables blancs ⁽¹⁾.

Nous en déduisons qu'ici le passage Carbonifère-Trias n'est pas normal, autrement dit que les quartzites et les

lambeaux de dolomies sus-jacents ne constituent pas le véritable tégument du substratum Carbonifère. Il y a eu substitution, partielle ou totale, de couverture. Vraisemblablement deux phénomènes ont dû marquer l'arrivée des Schistes lustrés sur la zone houillère briannonnaise :

(1) le rabotage sommital des successions briannonnaises postérieures au Trias inférieur et moyen ;

(2) un décollement concomitant des successions fini-permiennes et triasiques basales se développant au-dessus du houiller.

B. Les structures cassantes qui affectent le Carbonifère supérieur

Sous les évaporites du Jovet, le houiller productif apparaît très généralement découpé par de nombreux plans de fractures courbes, à géométrie complexe, souvent à composante normale, décrochante ou non. L'aspect général est celui de panneaux d'épaisseur métrique à décamétrique, fragmentés, apparemment désorganisés, en fait polystructurés.

Des observations peuvent aisément être effectuées sur le revers Sud de la klippe, sur la piste « Chapelle Nord-Dame des Neiges - Moranches », par exemple là où elle recoupe l'éperon rocheux qui domine le hameau du Villard (commune de Montagny) ou bien sur la piste « Villemartin - Les Champs » vers 1200 m d'altitude (commune de Bozel). Le même phénomène peut être observé aussi sur le revers Nord de la klippe en bordure de la route La Plagne - Plagne Bellecôte. Le détail des divers objets géologiques et leurs rapports sont représentés sur les figures 126 à 128 ainsi que sur la photo 23.

● L'affleurement qui domine le hameau de la Roche, au sud de la klippe (photo 23 et fig. 126). La succession stratigraphique s'apparente à celle d'un modèle multicouche dans lequel alternent niveaux de grès compétents et niveaux de schistes noirs à anthracite incompétents.

Des fractures courbes, à géométrie complexe, orientées N 20 à N 45° affectent cet ensemble. Nous n'avons pas observé d'indices de mouvements très clairs

⁽¹⁾ Cette particularité structurale est largement exploitée en hydrogéologie. Les sables blancs issus du broyage de la base des quartzites blancs constituent une excellente roche réservoir d'eau potable au-dessus des pélites versicolores formant l'imperméable relatif. Les sources de Verrochas notamment, qui alimentent pour partie la commune de Montagny, tirent leur origine de ce dispositif structural.

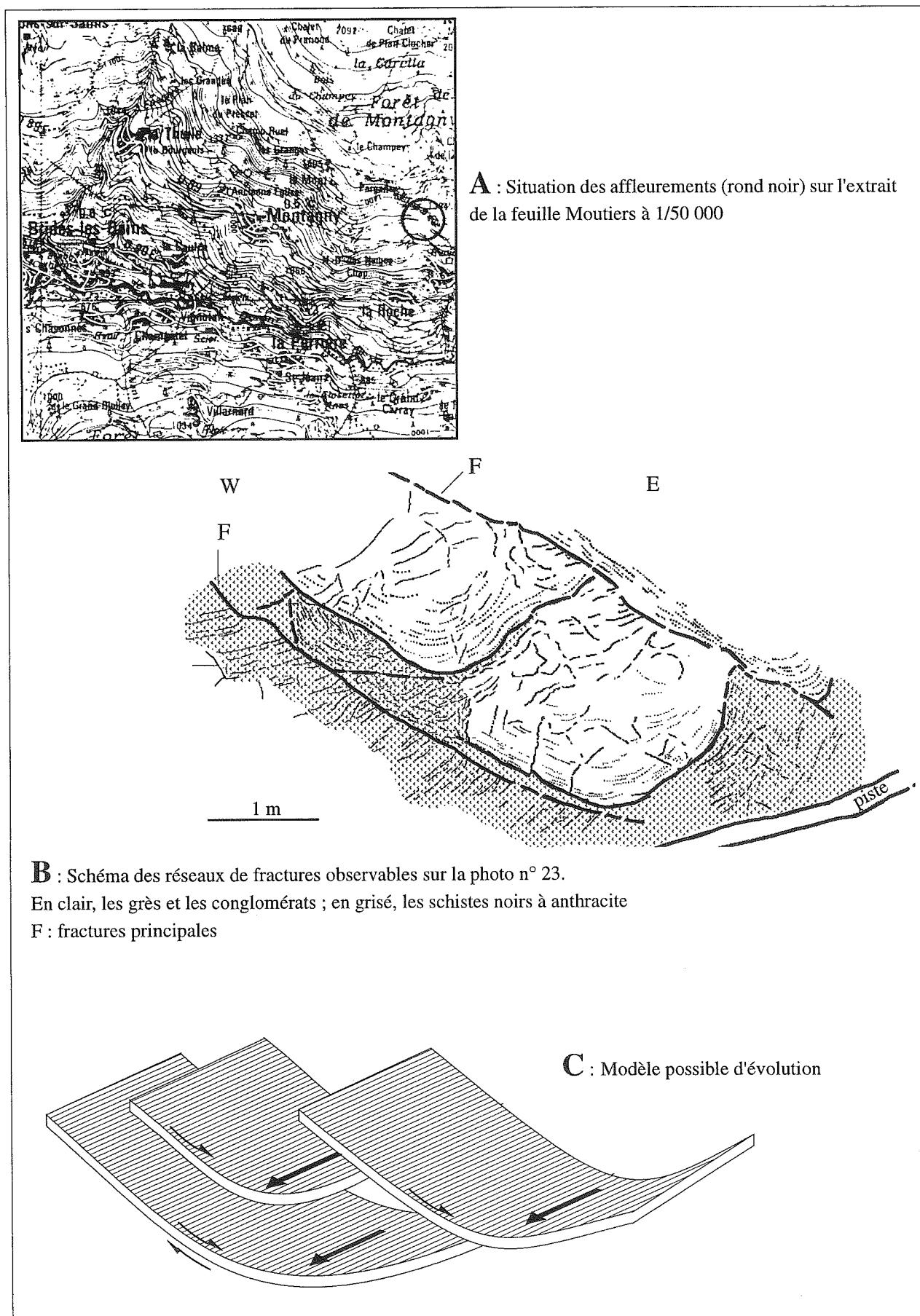


FIG. 126. – Réseaux de fractures en extension dans le Carbonifère de la Roche (commune de Montagny).

mais il est vraisemblable que nous avons affaire ici à des structures en extension-décrochement conformément au modèle proposé sur la figure 126 C.

● Les affleurements du hameau des Champs (fig. 127). On y retrouve des indices de fracturation normale, sub-méridienne mais aussi, localement, des preuves de superposition de deux familles de fractures dont une à mouvement normal.

● Enfin, les affleurements du versant Nord de la klippe (fig. 128) traduisent bien la fracturation - ici aussi en deux étapes - d'une succession plissée. Les fractures sub-méridiennes inclinées assez fortement vers l'Ouest (55 à 80°) sont les plus fréquentes. Les pitch des stries analysés sont forts ou non (20° à 70°) et soulignent des mouvements normaux sénestres, souvent mais pas toujours.

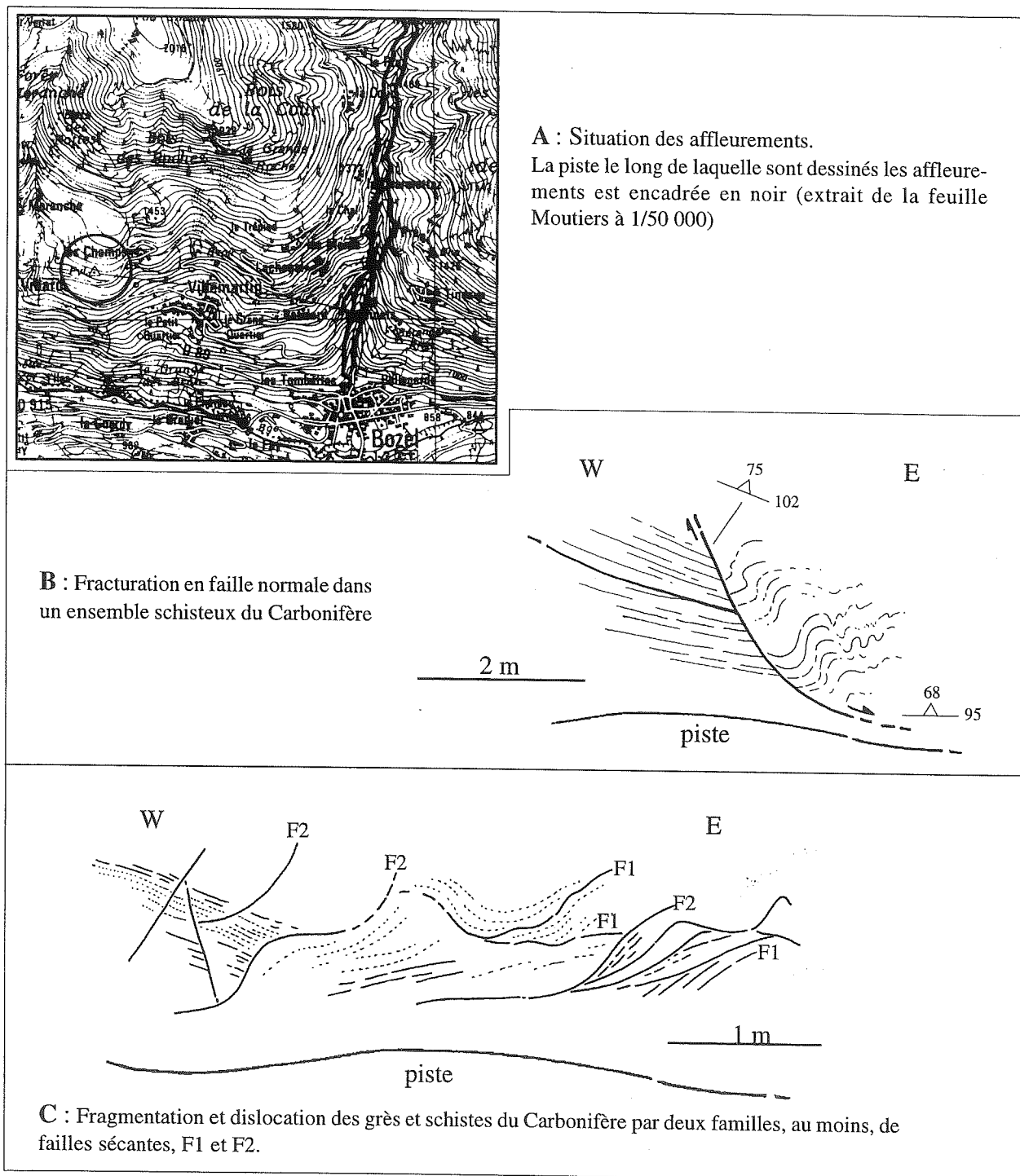
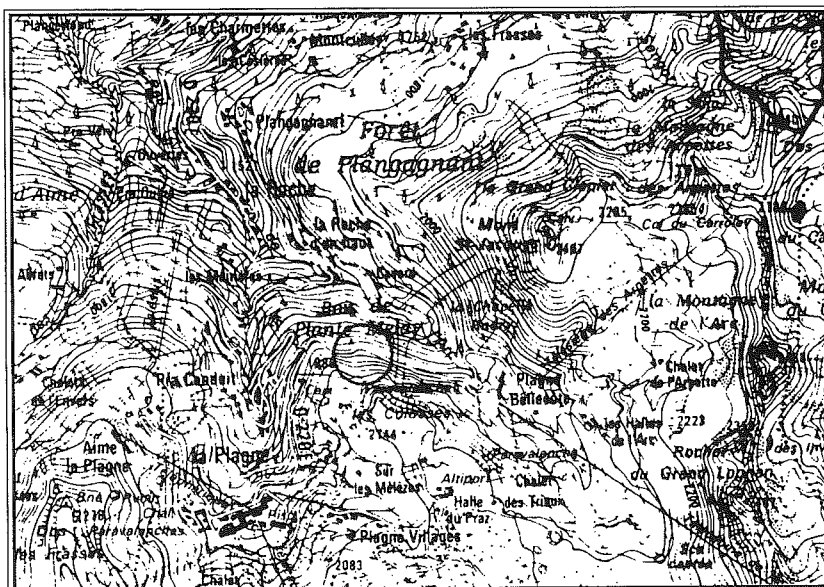
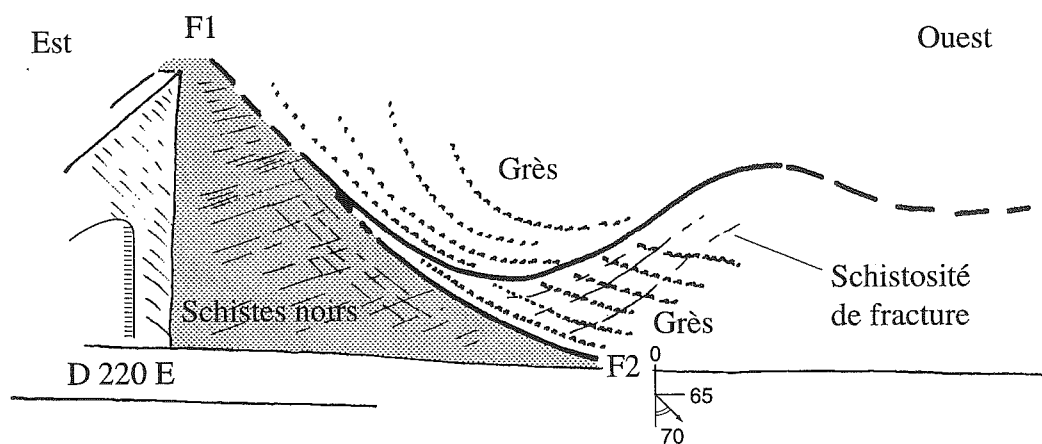


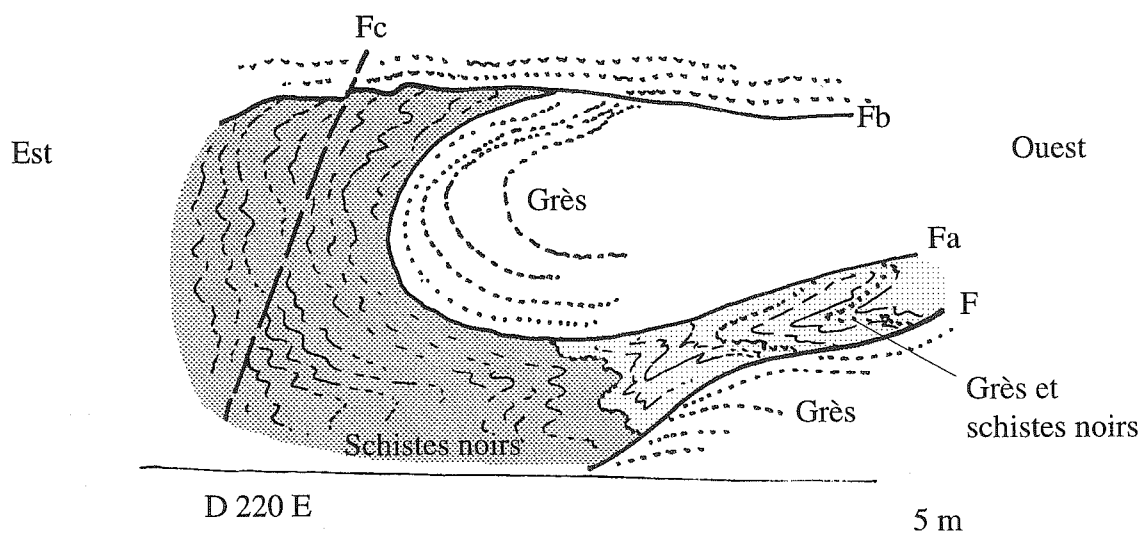
Fig. 127. – Structures cassantes du Houiller productif près du lieu-dit Les Champs (commune de Bozel).



A : Situation des affleurements en bordure amont de la D. 220 E (cercle noir).
Extrait de la carte Moutiers à 1/50 000



B : Schéma de l'affleurement situé près de l'ouvrage de protection de la route



C : Autre exemple local du réseau de fractures. Le plan Fa est déformé selon un axe orienté N 165, 30° Sud

FIG. 128. – Structures cassantes du Houiller productif du lieu-dit Bois de Plante Melay, sur le versant nord de la klippe.

L'interprétation globale de l'ensemble des affleurements est difficile. L'impression qui prévaut, dans l'état actuel des données que nous possédons, est que nous avons affaire vraisemblablement à des structures en extension générées par une tectonique à fort taux d'étirement dans un édifice préalablement plissé et schistosé. Sans doute cette organisation particulière du Houiller, que l'on retrouve finalement presque partout sous la semelle évaporitique du Jovet, est-elle à corrélérer aux événements tectoniques d'âge post-tertiaire basal ayant induit les grandes fractures qui ont permis le piégeage des Schistes lustrés de la klippe.

C. Les structures schisteuses

a. Les mégastructures

Compte tenu de la relative monotonie des faciès des calcschistes il est difficile de mettre en évidence les structures en grand de ce matériel. Tout au plus peut-on tenter de les déduire d'analyses microstructurales exhaustives [cf. les microstructures, Lu Chia Yu, 1985].

De ces études il ressort que les calcschistes sont vraisemblablement structurés en grands plis couchés d'axes courbes compris entre les directions NE et NW ou en fourreaux de direction «a» sub-méridienne. Ces structures majeures de deuxième génération sont reprises par des plis P 3 à plan axial faiblement incliné et de direction comprise entre N 0° et N 90°.

b. Les méso et les microstructures

Elles ont été analysées en grand détail par Lu Chia Yu [1985]. Nous rappellerons l'essentiel de ces données en troisième partie, au chapitre se rapportant à ces travaux.

D. Les structures anté-schisteuses

Elles sont difficilement analysables du fait des tectoniques synschisteuses superposées. Comme pour les unités de Schistes lustrés des unités liguro-piémontaises les plus internes, c'est l'existence même de successions alternantes de calcaires gréseux et d'anciennes pélites qui souligne indirectement un ou des événements compressifs ayant affecté l'ancien domaine océanique.

3. 3. Conclusions à l'évolution tectono-métamorphique des Schistes lustrés du Mont Jovet

Des descriptions qui précèdent, on retiendra trois événements majeurs successifs.

- Le premier correspond à l'acquisition de la schistosité. Il intervient vraisemblablement pendant le début du Tertiaire et se produit en condition d'un faciès schiste bleu de très bas grade.

Un événement intraocéanique, d'altération métamorphique des ultrabasites a dû précéder l'épisode général synschisteux.

- Le deuxième correspond au transport de l'édifice plissé et faiblement métamorphisé sur un domaine encore plus externe, celui de la zone houillère. Cet épisode s'accompagne du décollement du tégument permotriasique du substratum carbonifère ainsi que des couvertures post-triasiques (possibilité de substitution de couverture).

- Enfin, le troisième marque le piégeage des Schistes lustrés dans un pull-apart limité par deux familles de fractures, l'une sub-méridienne à mouvement sénestre-normal, l'autre d'orientation proche de N 120°, à rejeu essentiellement normal.

3. 4. Conclusions générales sur les Schistes lustrés du Mont Jovet

- Du point de vue lithostratigraphique le point le plus intéressant réside dans le fait que les calcschistes présentent une moins grande diversité de faciès et des faciès plus fins que ceux observés dans les domaines plus internes. En particulier on ne retrouve pas ici les ensembles détritiques grossiers qui caractérisent les unités liguro-piémontaises inférieures et médianes.

L'âge des successions n'est pas établi à ce jour. S'il est hautement probable que les niveaux carbonatés bleutés, qui reposent stratigraphiquement sur le matériel serpentiniteux, appartiennent au Jurassique terminal - Crétacé basal, les calcschistes « banaux », qui évoquent les faciès du Crétacé supérieur, pourraient, au moins pour certains, se ranger dans le Crétacé inférieur.

- Du point de vue du métamorphisme, nous avons pu caractériser un assemblage minéralogique à aegyrine - magnésio-riebeckite, qui représente la plus faible manifestation du métamorphisme alpin dans le matériel de la klippe.

- Du point de vue structural l'organisation des Schistes lustrés du Mont Jovet résulte de trois ensembles d'événements bien distincts et successifs. Pendant le premier, les Schistes lustrés participent à des structurations en plis couchés synschisteux ; au cours du second ils sont transportés sur un domaine plus externe, la zone houillère briançonnaise ; enfin au cours du troisième ils sont impliqués dans un régime transtensif lié au mouvement sénestre de grandes fractures méridiennes. Ils demeurent ainsi conservés dans une structure en pull-apart sur un domaine relativement externe.

Dans le cadre plus large du complexe des Schistes lustrés, les Schistes lustrés du Mont Jovet peuvent être rangés sans difficulté dans l'ensemble des unités liguro-piémontaises supérieures. En 1976, Caby *et*

al., à partir de considérations métamorphiques attribuaient déjà cette unité à l'ensemble qu'ils nommaient supérieur ou « Upper Schistes lustrés » (cf. 2^{ème} partie, chap. 1, fig. 26).

3^{ème} Partie

LA ZONE VALAISANNE EN TARENTAISE

Depuis les travaux de P. Antoine, à partir de 1964, le terme de zone des Brèches de Tarentaise est progressivement remplacé par celui de zone valaisanne pour qualifier l'étroite bande de terrains - dont un flysch calcaire - développée à l'Est du chevauchement pennique frontal, depuis les abords de Moûtiers en France, jusqu'à ceux de Brig en Valais suisse. Nous adoptons cette terminologie tout au long de ce texte.

L'évolution géodynamique de cette zone n'est pas clairement établie à ce jour faute de posséder tous les repères stratigraphiques nécessaires. Ainsi son interprétation dans l'histoire des Alpes occidentales pose toujours problème (cf. Revue bibliographique, 1^{ère} partie, chap. IV.).

Nos tentatives de détermination des âges des différents termes de la série sédimentaire de cette zone s'étant avérées en partie vaines nous ne possédons pas les clés de l'évolution de ce domaine. Aussi ce chapitre ne sera-t-il pas rédigé de la même manière que les chapitres précédents.

Après un rappel bref mais synthétique des données connues et des problèmes majeurs en suspens, nous précisons d'abord les données nouvelles en notre possession puis nous tenterons d'intégrer l'ensemble dans un modèle d'évolution cohérent.

1. — LA ZONE VALAISANNE EN TARENTAISE : DONNÉES CONNUES ET PROBLÈMES

En Tarentaise, la zone valaisanne est fondamentalement représentée par deux grandes unités structurales, les unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen (fig. 129). Ces dernières bordent à l'Ouest et sont bordées à l'Est par des unités d'affinités incertaines. A l'Ouest, il s'agit des unités dites du Cormet d'Arêches, de la Bagnaz et du Quermoz, jugées ultra-dauphinoise et/ou valaisanne [Antoine *et al.*, 1993]. A l'Est il s'agit de l'unité du Roc de l'Enfer (ex. faisceau de Salins) parfois attribuée au domaine valaisan et de l'unité du Petit Saint Bernard parfois rapprochée des unités sub-briançonnaises [Elter et Elter, 1957].

Du point de vue lithostratigraphique, les unités de

Moûtiers et du Roignais-Versoyen comportent un même flysch, le Flysch dit valaisan, dont l'âge, mal établi, est généralement considéré comme Crétacé supérieur ou Crétacé supérieur et Tertiaire basal (fig. 130 et 131). Trois formations principales composent ce Flysch, de la base au sommet, la formation dite détritique basale (en France) ou « Couches de l'Aroley » (en Suisse) ; les schistes noirs à quartzites verts (en France) ou « Couches des Marmontains » (en Suisse), et enfin le flysch proprement dit ou « Couches de Saint Christophe ». A la base de la première peuvent apparaître des schistes à blocs ; à la base de la dernière, localement mais surtout en France, se développent des faciès grossiers conglomératiques.

En revanche, ces deux unités diffèrent par la nature du substratum du Flysch.

Des faciès classiques de la paléomarge européenne et notamment du Carbonifère, des successions permotriasiques, triasiques et liasiques, souvent rapprochées des séries briançonnaises, se retrouvent dans l'unité la plus externe ou unité de Moûtiers. Par contre, dans l'unité du Roignais-Versoyen, à côté de ces mêmes faciès, se développe un puissant ensemble volcano-sédimentaire, nommé série du Versoyen ou Roches vertes du Versoyen, née d'une portion de croûte continentale amincie et attribué au Crétacé moyen, sans preuves véritables (fig. 132).

Des formations particulières s'observent aussi à la base du Flysch et préférentiellement dans l'unité la plus externe. Ce sont des brèches et des conglomérats à blocs énormes, parfois à pans de strates, dont le ciment peut être carbonaté ou pélitique et dont l'âge attribué relativement, à partir de l'âge reconnu des éléments qu'elles remanient, reste controversé : Dogger ou plus jeune, Jurassique supérieur, Crétacé ou Tertiaire ? Dans ces derniers cas elles pourraient ne représenter que la base, particulière, du Flysch valaisan. Les brèches du massif du Grand Fond en sont le plus bel exemple (fig. 132).

Du point de vue structural, l'ensemble du matériel de la zone valaisanne participe à deux phases de plis couchés isoclinaux [Antoine, 1971 ; Lancelot, 1979 et Lu, 1985]. Les figures 133 et 134 révèlent l'essentiel de l'aspect des mégastructures affectant ce secteur.

Du point de vue métamorphique, et jusque récemment, les auteurs s'interrogeaient sur le contraste de métamorphisme séparant les Roches vertes du Versoyen des autres matériaux de la zone valaisanne. Les premières exhibent des assemblages HP-BT. Les autres

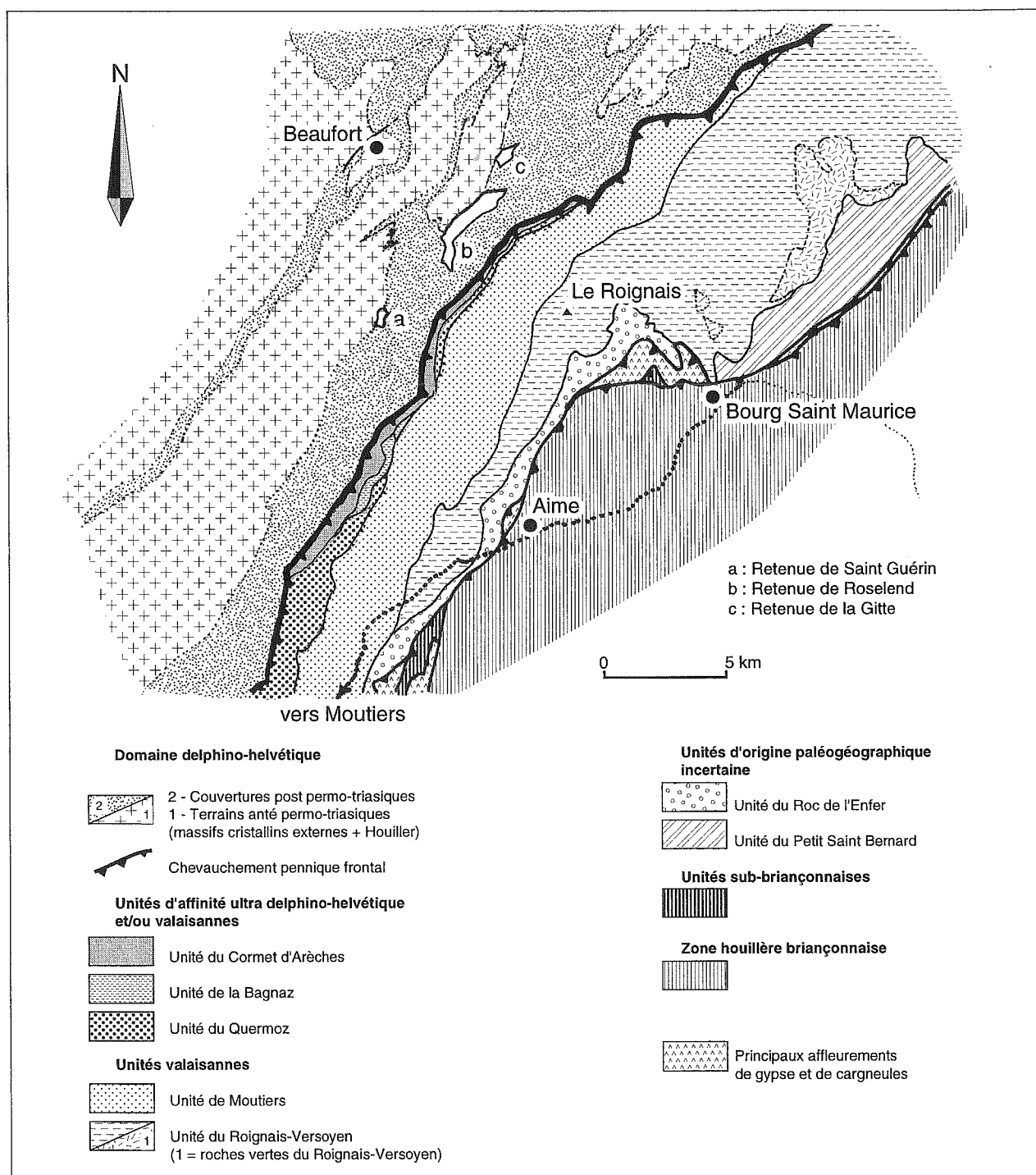


FIG. 129. – Schéma structural simplifié du domaine valaisan à la latitude de Bourg Saint Maurice.

matériaux ne montrent apparemment que des assemblages de type schiste vert. En particulier l'intégration de cette évolution HP dans le cadre géodynamique du secteur était conjecturale.

Depuis peu, Cannic *et al.* [1995] soutiennent que le Flysch possède aussi des assemblages HP, révélés par le taux de substitution des phengites qu'il contient. Ces données, en cours de confirmation, viennent accréditer les propositions de Goffe et Oberhänsli [1992] visant à étendre au domaine valaisan en France les découvertes de ferro et magnésiocarpholite, minéraux HP identifiés dans les Bündnerschiefer des Grisons en particulier

Ainsi, il y a peu, on pouvait imaginer le Flysch valaisan reposant en discordance sur des unités diverses à métamorphisme contrasté. L'organisation de l'ensemble pouvait laisser supposer l'existence d'une phase tectonique majeure plicative et synmétamorphe anté-flysch.

Les données récentes que nous venons de citer, bien que encore mal étayées conduisent à considérer ce flysch, certes toujours géométriquement discordant, mais comme né dans des conditions plus classiques d'ouverture d'un bassin.

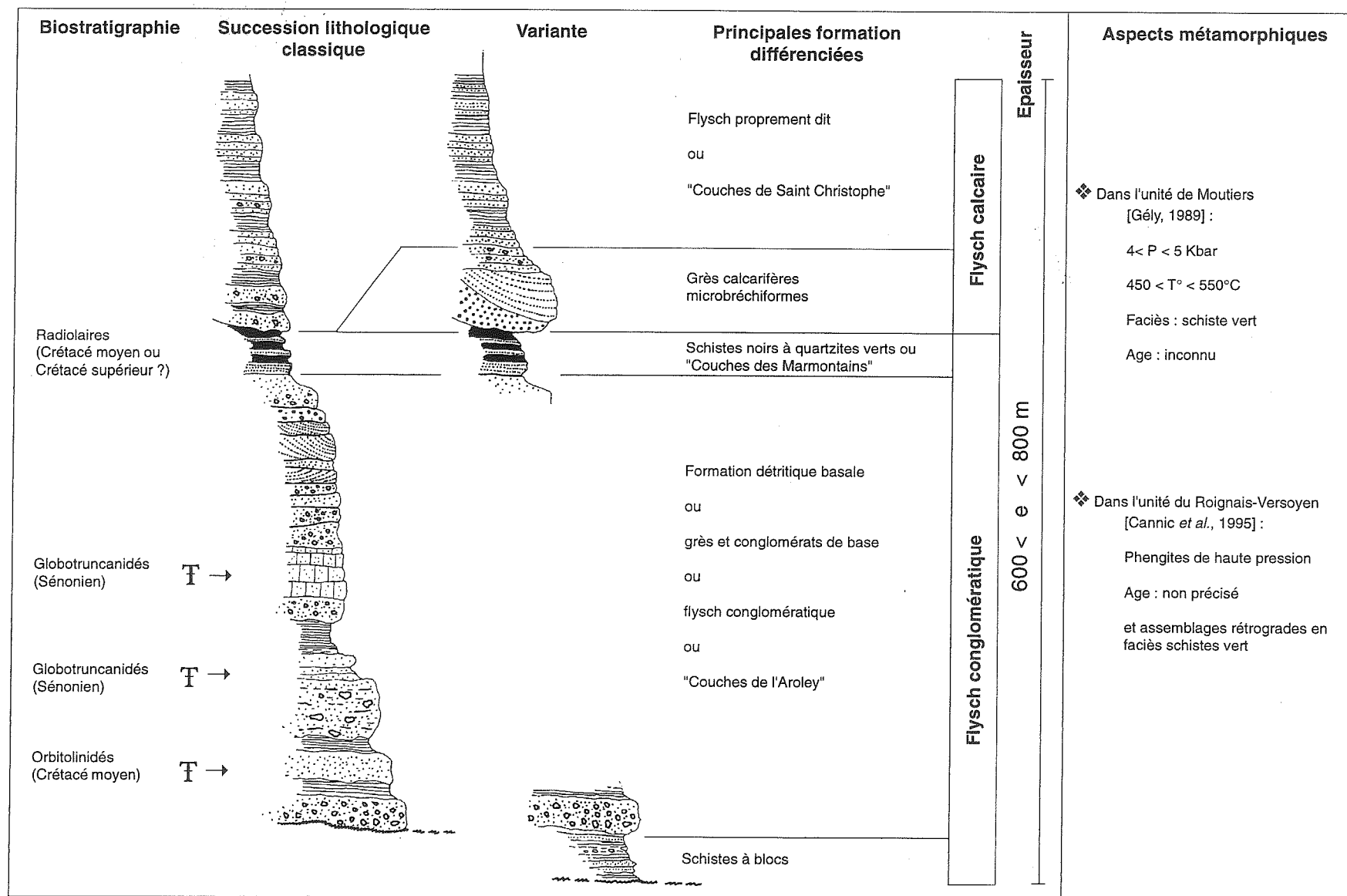


FIG. 130. – Le Flysch valaisan. Synthèse des données utilisées.

La détermination de l'âge réel du Flysch n'est pas réalisée directement à ce jour (cf. fig. 132). Les schistes à blocs, pas toujours présents à la base de la Formation détritico-basale, ne sont pas datés non plus.

Auteur Année <i>Localisation</i>	H. Schoeller 1929 <i>France</i>	R. Barbier 1948 <i>France</i>	R. Trümpy 1951 & 1955 <i>Suisse</i>	M. Burri 1958 <i>Suisse</i>	G. Elter 1954 <i>Italie</i>	D. Sodero 1968 <i>Italie</i>	P. Antoine 1965 <i>France</i>	J-C Lancelot 1979 <i>France</i>	J.P. Gély 1988 <i>France</i>
Influence	du sud	du sud	du nord-est (Tristelkalk des Grisons)	du nord-est	--	--	du sud	--	--
Age proposé	Tertiaire	Tertiaire	Fini- Néocomien	Crétacé moyen	Crétacé moyen	Barrémo- Aptien	Turono- Campanien à Paléo- cène	Crétacé sup. - Tertiaire	Tertiaire
◆ argu- ments invoqués	◆ flysch post jm ◆ ressem- blances avec les flyschs nummuliti- ques de l'Embrunais	◆ analogie avec le flysch ter- tiaire, Lutétien du Niélard	◆ décou- verte d'Orbitolines dans les "couches de l'Aroley"	◆ décou- verte de Radiolaires dans les "couches des Marmontains"	◆ décou- verte d'Orbitolines dans la formation détritique basale	◆ décou- verte d'Orbitolines dans la formation détritique basale	◆ décou- verte de Globotrunca- nidés pyritisés dans la formation détritique basale	◆ comparai- son de don- nées micro- structurales entre la zone delphino helvétique et la zone valaisanne	◆ comparai- son de données isotopiques (O ¹⁸ /C ¹³) dans des formations diverses dont les flyschs tertiaires externes

FIG. 131. — Age du Flysch valaisan. Propositions et arguments depuis le début du siècle.

2. — QUELQUES DONNÉES NOUVELLES

2. 1. En ce qui concerne les Roches vertes du Versoyen

2. 1. 1. Sur la nature du contact séparant le Flysch valaisan et ces roches vertes

Vérifier la nature de ce contact nous a paru fondamental à l'interprétation géodynamique du secteur. Nous avons donc recherché les sites favorables à une telle étude. Le seul contact correct, bien dégagé et sur une distance raisonnable est difficile d'accès. Il s'agit de la retombée ouest du Mont Miravidi, et plus particulièrement de la vire qui sur 350 m de long environ marque bien le passage de la formation détritique basale du Flysch à la série du Versoyen.

L'accès à cette vire est possible soit à partir de l'arête col du Breuil - Mont Miravidi, soit à partir du thalweg qui s'ouvre dans le ressaut rocheux du rebord ouest du Miravidi. Les photos 24 à 26 donnent un bon aperçu de l'allure de ce rebord ouest et de la nature du contact.

Le long de ce dernier nous n'avons jamais observé de zones broyées, de mylonites, de joints calciteux, gypseux ou cargneuliques dans les quelques mètres auxquels appartient ce contact. De ce fait le passage Flysch valaisan - Roches vertes du Versoyen nous paraît bien stratigraphique.

C'est la première conclusion du travail qui figure pages suivantes [Fudral et Guillot, 1988].

Le deuxième enseignement apporté par cette étude est lié à la découverte de clastes de phengites chromifères (mariposites) dans la formation conglomératique dite de base du Flysch. A l'heure actuelle, trois secteurs ont livré de tels clastes : l'arête ouest du Miravidi ; le haut vallon du Breuil près du Col de Bassa Serra et le secteur d'Entre deux Eaux (fig. 133 et 134).

Ces clastes dont l'analyse figure dans les pages suivantes, ont des compositions témoignant de recristallisations métamorphiques HP effectuées dans un matériel orthodérivé. Or nous n'avons pas pu démontrer l'existence d'un épisode HP dans la matrice du flysch qui contient ces clastes. En particulier, les recherches de lawsonite par exemple, dans des lames minces taillées dans des roches du Flysch que nous pensions favorables au développement de ces minéraux, se sont avérées infructueuses. Nous avons donc soutenu à l'époque, que ces contrastes métamorphiques pouvaient conduire à rechercher une origine ultra valaisanne pour les Roches vertes du Versoyen, c'est-à-dire en fait une origine liguro-piémontaise. Comme nous l'avons vu plus haut, de tels

contrastes sont actuellement contestés [Cannic *et al.*, 1995].

2. 1. 2. Sur les assemblages métamorphiques à glaucophane des métagabbros du revers est du massif de Tormotta et des métagabbros de la pointe du Clapey

Le cadre général de l'évolution métamorphique des roches vertes du Versoyen est relativement bien connu actuellement [Loubat, 1968 ; Bocquet, 1974 ; Lasserre et Lavergne, 1976 ; Schurch, 1987 ; Cannic, 1993]. Il peut être résumé schématiquement à l'aide de la figure 135.

Des analyses de pyroxènes d'une part, d'amphiboles bleues d'autre part, ont été effectuées sur des échantillons provenant de la pointe du Clapey et des laves en coussins du secteur de Tormotta en Italie. Ces analyses ont été effectuées à la microsonde Camebax de Bretagne et les résultats traités avec J.R. Kiénaast à Paris.

Deux échantillons ont été prélevés sur la retombée ouest de la pointe du Clapey. Le premier (G.102 D) révèle de grandes rosettes radiaires d'amphiboles bleues avec ou sur des pyroxènes jadéitiques. Le second (G.102 E) montre une organisation plus banale dans laquelle jadéite et glaucophane sont toujours présents.

Les analyses des divers pointés effectués sur les pyroxènes figurent sur le tableau de la figure 136. Et les compositions projetées dans le diagramme des pyroxènes sodiques (fig. 137). Tous les pyroxènes analysés appartiennent au champ des jadéites et recèlent plus de 80 % de molécules jadéitiques.

Ce résultat confirme pleinement les données publiées par Bocquet [1974] et Lasserre et Lavergne [1976] et notamment le fait que ces jadéites impliquent des hautes pressions.

Les amphiboles bleues associées aux jadéites ou incluant les jadéites de ces métagabbros ont aussi donné lieu à quelques analyses (fig. 138) dont les résultats sont projetés dans le diagramme de Miyashiro (fig. 138 à 141). A titre de comparaison, nous avons procédé aussi à des analyses sur les amphiboles bleues des horizons à pillows bien connus du secteur de Tormotta [cf. P. Antoine, 1971]. Ces amphiboles proviennent d'un niveau schisteux de toit de coulée, de 5 à 6 cm d'épaisseur, très riche en amphiboles bleues.

En lame mince, les amphiboles bleues sont partiellement rétrotransformées dans un fond à chlorite, phyllite brune ou verte, albite et magnétite. L'analyse de ce minéraux (fig. 138 et 139) donne des résultats similaires à ceux obtenus sur les amphiboles bleues du Clapey.

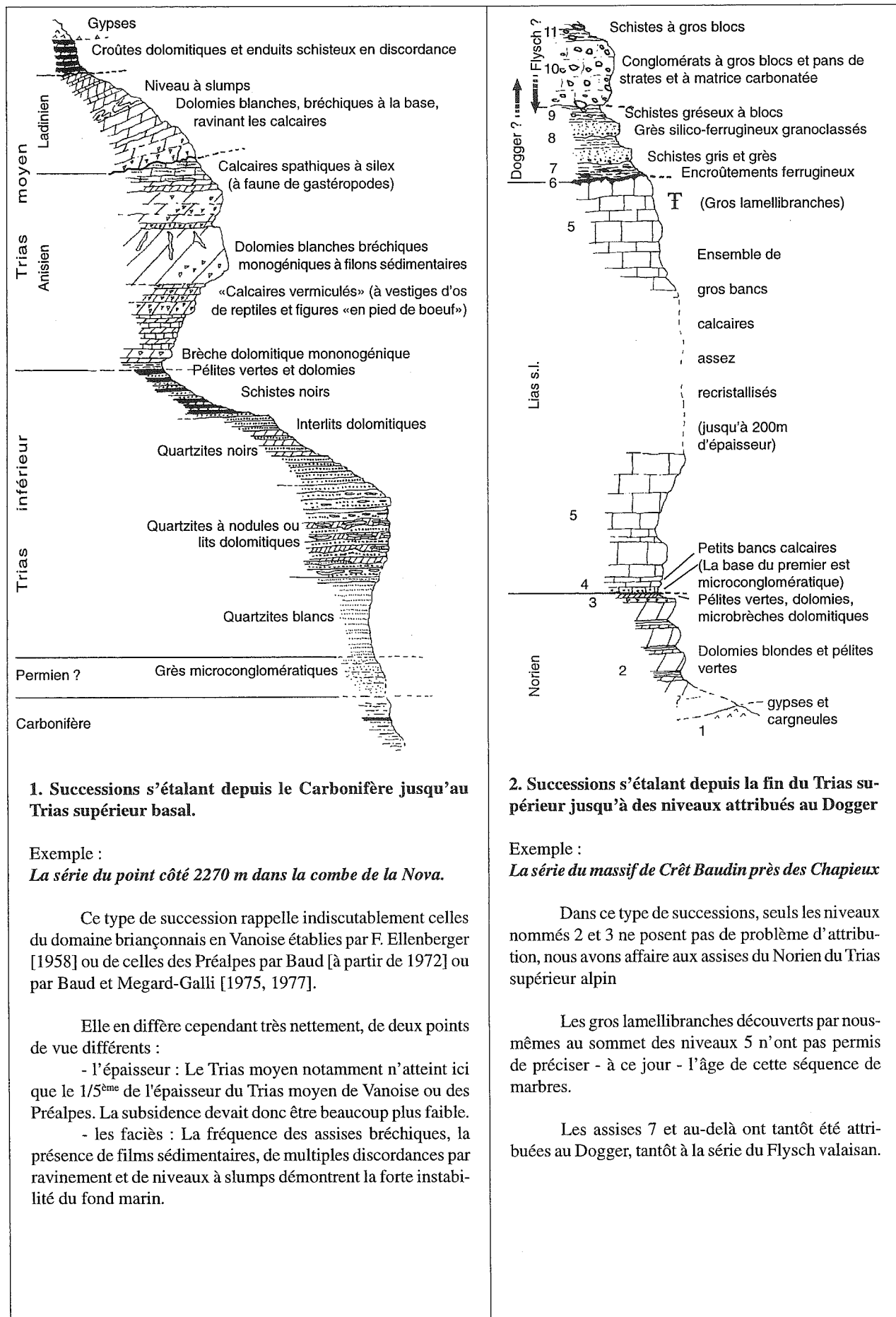
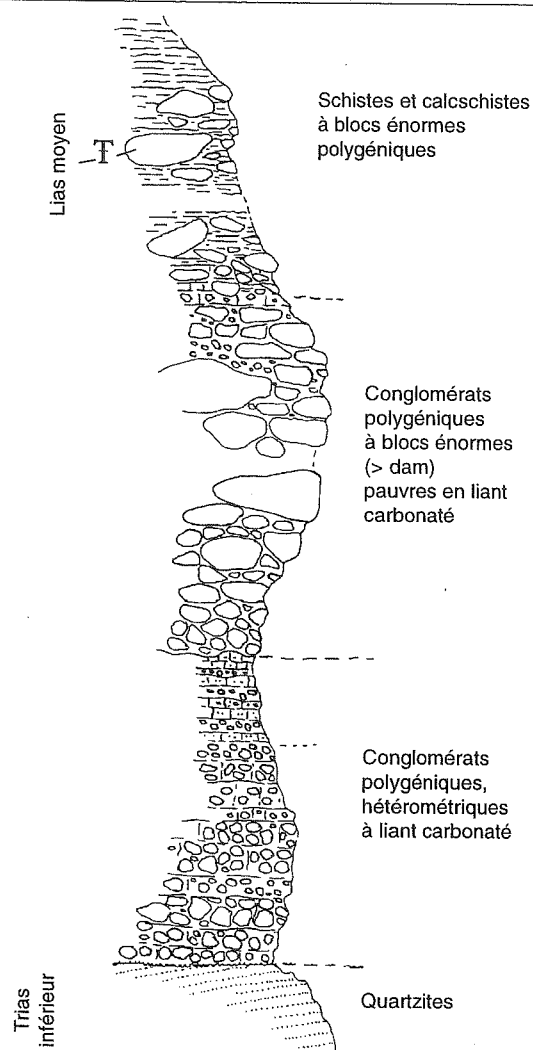


FIG. 132. – Les substratums possibles du Flysch valaisan en Tarentaise.



3. Successions attribuées au Dogger

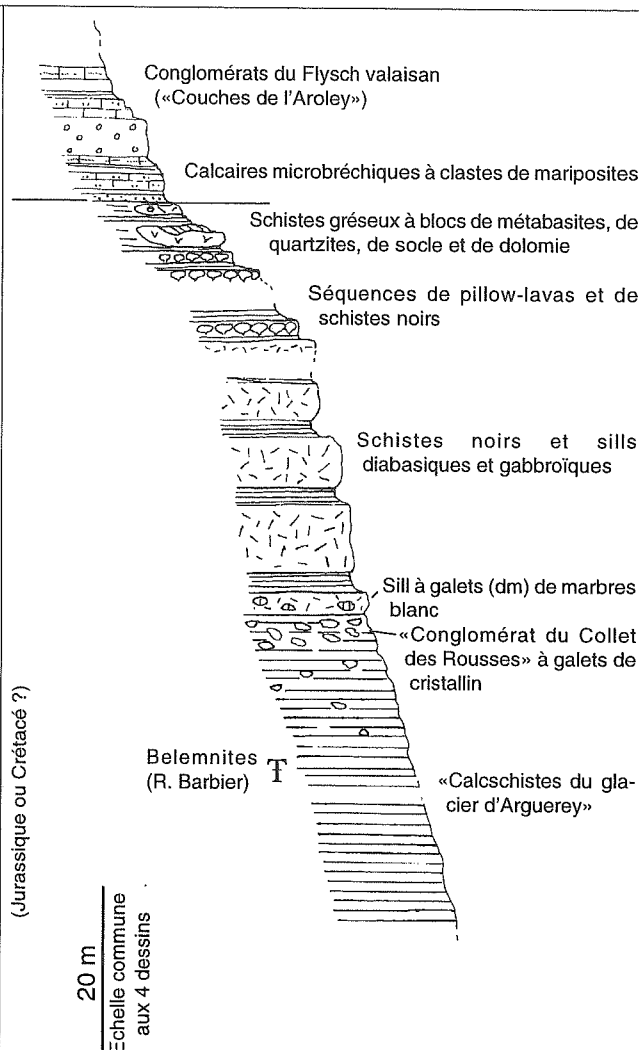
Exemple :

Les brèches du massif du grand Fond (jusqu'à 200 m d'épaisseur)

Clairement discordantes sur les successions 1 ou 2 précédentes, plissées - non métamorphes - et érodées elles montrent une multitude de faciès. L'analyse des blocs a permis de retrouver des éléments appartenant aux successions précédentes jusqu'au Dogger (?) inclus.

La géométrie du contact qui sépare le Flysch des schistes et calcschistes sommitaux à blocs énormes est difficile à caractériser, la tectonique alpine ayant favorisé des glissements différentiels entre les deux successions de compétences très contrastées. Lorsqu'il est indemne de glissements ce contact ne montre qu'une discordance par ravinement.

L'idée force qui prédomine, déjà émise par d'autres, est que ces formations constituent la vraie base du Flysch valaisan et que ce sont elles, lorsqu'elles existent, qui scellent un événement majeur.



4. La série du Versoyen, reconstituée

L'essentiel de la série comprend un complexe volcano-sédimentaire non daté à ce jour. Les calcschistes du glacier d'Argurey, sous-jacent au complexe pourraient appartenir au Lias ou au Dogger.

L'affinité tholéitique des metabasites en sills et en coussins est largement démontrée [Lasserre et Laverne, 1976 ; Schurch, 1987 ; Cannic, 1993]. Ce dernier auteur montre toutefois que les roches étudiées présentent les caractéristiques des basaltes du type MORB transitionnels. Les assemblages métamorphiques HP-BT mis en évidence dans les gabbros notamment témoignent de conditions s'inscrivant dans les intervalles suivants : $9 < P < n \text{ Kbar}$; $350^\circ < T < 450^\circ\text{C}$. Les assemblages postérieurs, rétrogrades sont en faciès schiste vert.

L'approche géochronologique tentée par Schurch [1987] sur des glaucophanes, par la méthode K/Ar, situe l'âge du pic HP-BT vers $65 \pm 16 \text{ Ma}$, c'est-à-dire du passage Crétacé-Tertiaire.

La plupart des auteurs rapportent les Roches vertes du Versoyen à un magmatisme lié à une zone à croûte amincie au sein de la plaque européenne que cette zone ait fonctionné en zone transformante [Trümpy, 1985 ; Mugnier *et al.*, 1993] ou non.

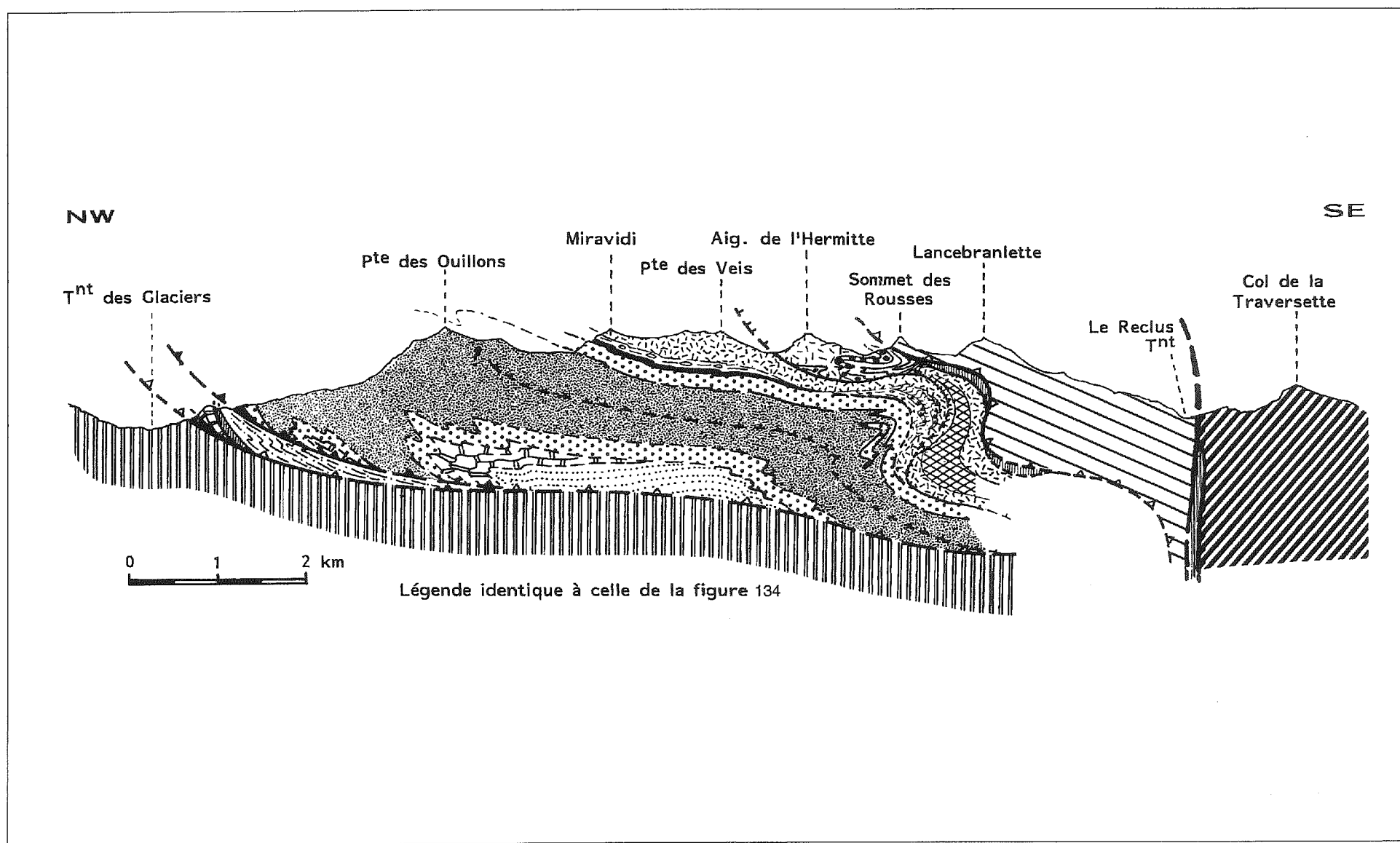


FIG. 133. – Coupe géologique transversale de l'unité du Roignais-Versoyen le long de la crête frontière franco-italienne.

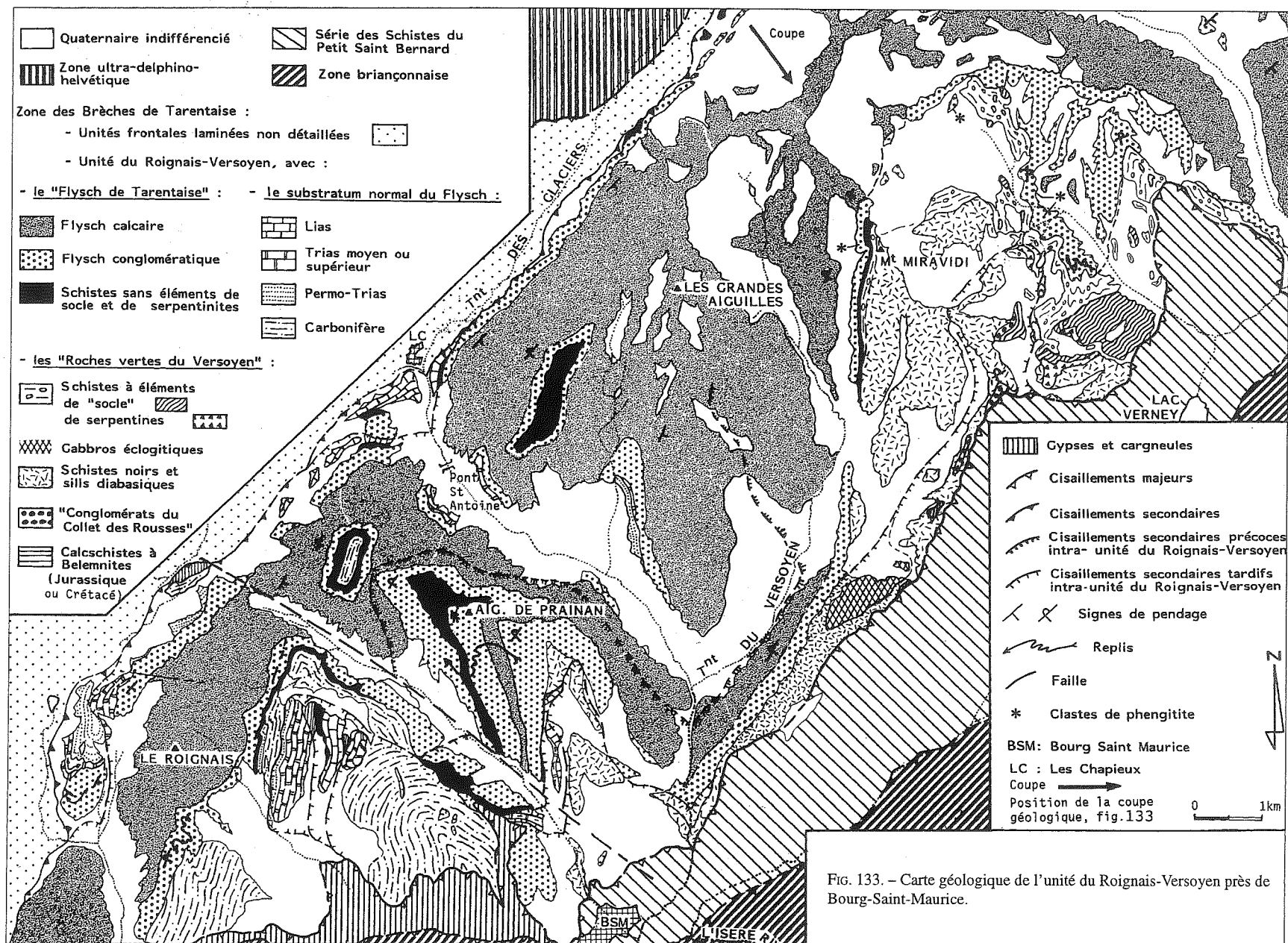


FIG. 133. - Carte géologique de l'unité du Roignais-Versoyen près de Bourg-Saint-Maurice.

Découverte de clastes à mariposite dans les conglomérats de la base du « Flysch de Tarentaise » (zone valaisane), Savoie, France. Conséquences

Serge FUDRAL et Pierre-Louis GUILLOT

Résumé — On présente la coupe dans laquelle les clastes à mariposite ont été découverts et les premiers résultats de leur analyse. La composition phengitique de ces clastes témoigne d'un épisode métamorphique HP, inconnu par ailleurs dans la matrice du flysch. Deux hypothèses sont envisagées pour expliquer l'origine de ces phengites chromifères. L'une d'elles remet en cause la signification des « Roches vertes du Versoyen » comme croute océanique de la zone des Brèches de Tarentaise.

First occurrence of clasts with mariposite in the conglomerates of the "Flysch de Tarentaise" (valaisane zone), Alps of Savoie, France. Implications

Abstract — The geological cross-section where clasts with mariposite were found is presented and their analysis commented. The phengitic composition of the discovered clasts emphasizes a HP metamorphic stage, which is unknown in the matrix of the flysch. Two hypotheses are discussed to explain the origin of these chromian phengites. One of them calls the valaisane oceanic origin of the "Roches vertes du Versoyen" in question again.

INTRODUCTION. — La zone des Brèches de Tarentaise ou zone valaisane des auteurs appartient au front du domaine pennique dans les Alpes nord-occidentales (fig. 1).

Le Flysch de Tarentaise, série détritique épimétamorphique à dominante calcaire, rapportée au Crétacé supérieur-Paléocène [1] repose sur deux types de substratum. Au sud et à l'ouest de Bourg-Saint-Maurice il recouvre un soubassement d'affinité briançonnaise, épimétamorphique également. Par contre au nord et à l'est, vers la frontière italienne, il surmonte « stratigraphiquement » [1] les « Ophiolites du Versoyen » ou « Ophiolites valaisanes » dont certains éléments portent l'empreinte d'un métamorphisme éocène d'âge alpin. Tantôt masqué, tantôt localisé dans des versants peu accessibles, le passage de l'un à l'autre de ces substratums reste difficilement observable. En outre s'il est aisé de retrouver au sein du flysch d'abondants galets de matériel triasique et jurassique, aucun élément que l'on puisse rapporter à des roches vertes n'y a été mis en évidence à ce jour.

La découverte de clastes à mariposite dans des conglomérats de la base du flysch, dans l'unité du Roignais-Versoyen [1], constitue donc de ce point de vue un apport nouveau.

I. LES DONNÉES DE TERRAIN : LA COUPE DE LA PAROI OCCIDENTALE DU MIRAVIDI (fig. 2). — Les clastes à mariposite analysés ont été échantillonnés vers 2850 m d'altitude dans la paroi ouest du Mont Miravidi (feuilles à 1/25 000 : I.G.N.-France, Bourg-Saint-Maurice n°s 3-4 et I.G.M.-Italie, La Thuile) où s'observe en série inverse la succession suivante décrite dans l'ordre stratigraphique :

- un ensemble 1, appartenant aux « Roches vertes du Versoyen », détritique grossier à matrice schisteuse noire et éléments ophiolitiques (laves à débit en coussin, diabases et péridotites serpentinisées). Cet ensemble contient aussi des sills doléritiques. Il s'apparente à un complexe à blocs ainsi que d'autres auteurs l'ont déjà proposé ([2], [1]);
- un ensemble 2 fait de schistes sombres, d'abord grossiers à nombreux blocs de « socle », quartzites et prasinites parfois décamétriques, puis plus fins et gréseux;

Note présentée par Jean AUBOUIN.

— un ensemble 3 composé de marbres clairs lités à bandes siliceuses, de conglomérats et de rares schistes (« Couches de l'Aroley » [3]). Antoine a montré que ces niveaux sont ici en position renversée [1].

Nous rapportons les ensembles détritiques 2 et 3 à la base du « Flysch de Tarentaise ». Ils rappellent en effet la logique sédimentaire mise en évidence antérieurement dans la même unité au Nord-Ouest de Bourg-Saint-Maurice [4].

Sur le terrain, l'absence de joints calciteux, gypseux ou cargneulique aux limites de chacun de ces ensembles accredit la nature stratigraphique normale des contacts.

Les clastes à mariposite, peu nombreux, centimétriques et de couleur verte, proviennent des conglomérats de l'ensemble 3, très riches en galets carbonatés (marbres et dolomies).

II. LES DONNÉES ANALYTIQUES. — Les micas blancs analysés à la microsonde « Camebax » de l'Université de Bretagne occidentale révèlent des compositions de type mariposite [5] (analyses 1 à 5).

Le calcul des formules structurales sur la base de 22 oxygènes fait apparaître des valeurs de Si^{4+} pouvant atteindre 7 dans la couche tétraédrique. Dans la couche octaédrique le magnésium et le chrome présentent des valeurs élevées comprises entre 0,4 et 0,8 pour le premier, 0,9 et 0,12 pour le second. Le fer fait apparaître au contraire des valeurs basses comprises entre 0,03 et 0,2. Ce type de composition appelle deux remarques : le caractère magnésien et chromifère implique une recristallation dans un matériel orthodérivé de type gabbros et/ou péridotites; le degré de phengicité [6] indique des pressions de l'ordre de 5-6 kBar [6] à 10 kBar [7] pour des températures minimales de 250-300°C.

Le diagramme P/S [8] (fig. 3) fait néanmoins apparaître une dérive vers le pôle « muscovite » qui traduit sans doute le rééquilibrage de ces mariposites dans un environnement métamorphique de pression plus faible.

Les micas blancs de la matrice du flysch (analyses 6 et 7) se caractérisent au contraire par des valeurs de Si^{4+} voisines de 6 dans la couche tétraédrique, donc proches de celles de muscovites idéales et un remplissage presque exclusivement alumineux de la couche octaédrique où l'on note cependant un rapport Mg/Mg+Fe voisin de 0,7 à 0,9. Ces micas se caractérisent en outre par des compositions remarquablement paragonitiques. Elles traduisent, un contexte métamorphique de moyenne à basse pression incompatible avec celui des mariposites clastiques et en accord avec les données connues concernant le métamorphisme de ce flysch [1].

III. ORIGINE DES MARIPOSITES ET IMPLICATIONS. — Deux hypothèses peuvent être formulées quant à l'origine de ces clastes :

1° le matériel initial, basique ou plutôt ultra-basique, est ancien; il existe certes dans le domaine alpin des témoins d'un métamorphisme de faciès élogitique anté-alpin ([9], [10] et [11]), mais l'on y a jamais signalé de phengites de ce type à ce jour;

2° le matériel initial est alpin; il peut être recherché alors, soit au sein du substratum immédiat du flysch, dans les ophiolites valaisanes où les travaux récents ([12] et [13]) confirment l'empreinte d'un métamorphisme HP compatible avec les gradients révélés par ces mariposites, soit au sein d'un domaine plus interne, piémontais s.l., où des phengites de composition voisine ont déjà été signalées [14].

Ces deux dernières possibilités pourraient n'en faire qu'une si l'on attribue aux « Ophiolites valaisanes » une origine allochtone. De nombreux auteurs ont déjà suggéré d'ailleurs une origine piémontaise pour ces roches vertes ([15] à [19]).

Il s'agirait en somme d'une paléonappe à matériel piémontais scellée par le dépôt du Flysch. Une telle hypothèse est plausible eu égard aux âges crétacé supérieur des

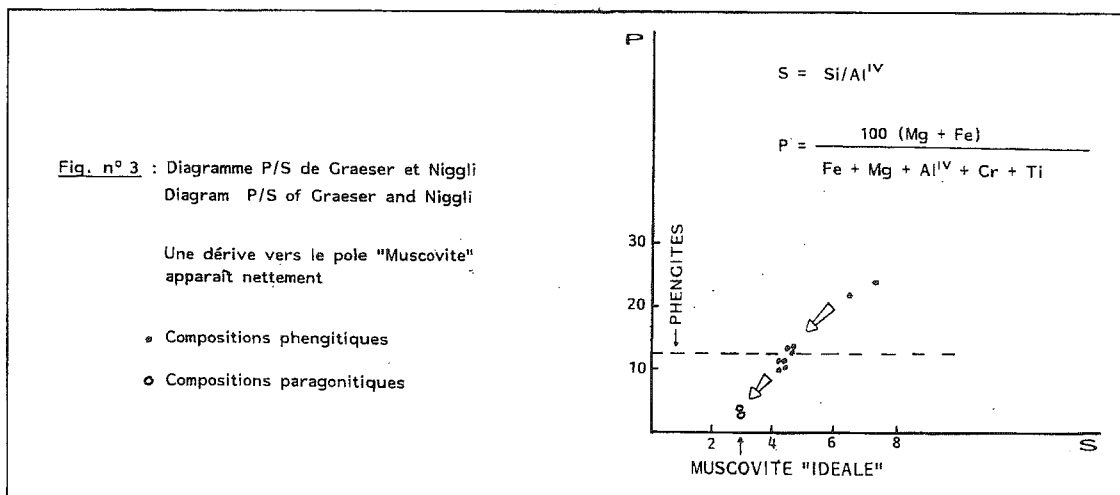
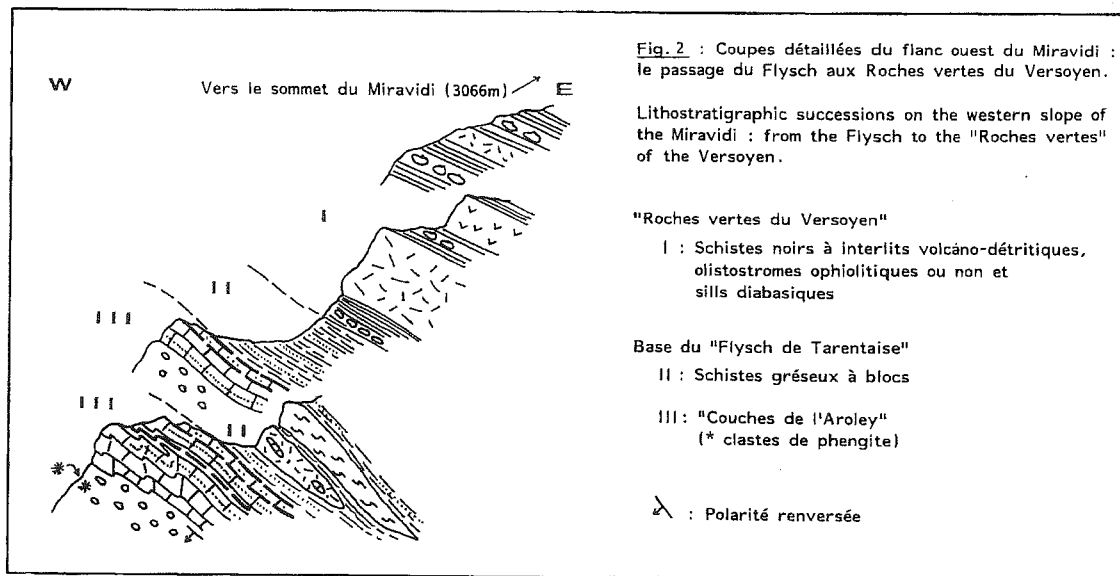
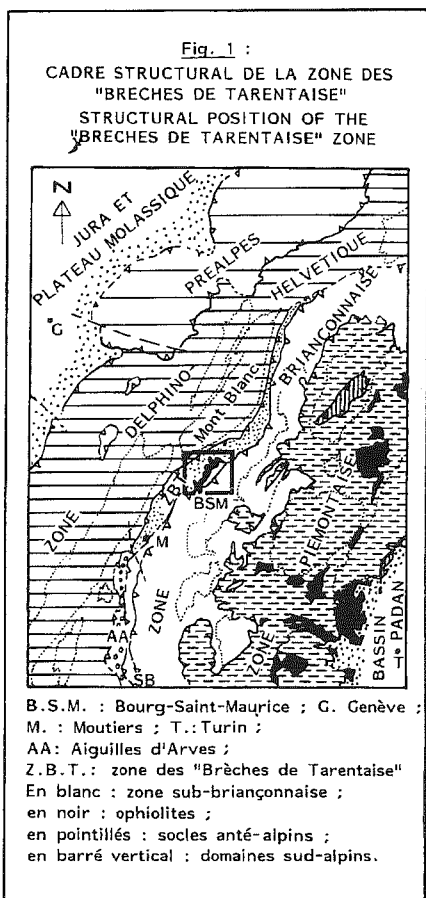


TABLEAU
 Compositions-types des « micas blancs ».
 1 à 5 : Mariposites; 6 et 7 : Paragonites. Calcul de la formule structurale sur 22 oxygènes.
 Type compositions of the white micas.
 1 to 5: mariposites; 6 and 7: paragonites formula on the basis of 22 oxygens.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	53,75	52,30	50,24	49,31	49,17	47,01	47,14
Al ₂ O ₃	26,14	26,36	31,52	33,0	32,51	39,62	38,49
FeO ⁺	1,87	1,48	0,47	0,34	0,46	0,49	0,205
MgO	4,15	4,06	2,15	2,195	2,15	0,555	0,61
CaO	—	0,115	0,5	0,015	—	0,32	0,16
Na ₂ O	0,09	0,150	0,41	0,40	0,41	6,07	5,49
K ₂ O	7,80	9,125	8,86	8,60	8,54	1,15	1,22
TiO ₂	0,07	0,08	0,17	0,08	0,03	—	1,10
Cr ₂ O ₃	1,30	1,05	2,07	1,56	1,24	—	0,09
Si	7,054	6,947	6,587	6,454	6,474	6,016	6,065
Al ^{IV}	0,946	1,053	1,413	1,546	1,526	1,984	1,935
Al ^{VI}	3,087	3,062	3,45	3,532	3,564	3,978	3,891
Mg	0,811	0,805	0,417	0,424	0,418	0,046	0,015
Fe	0,204	0,159	0,047	0,031	0,047	0,099	0,115
Cr	0,126	0,095	0,136	0,156	0,126	—	—
K	1,244	1,546	1,478	1,430	1,422	0,184	0,200
Na	0,014	0,030	0,094	0,094	0,094	1,490	1,358
Ca	—	0,015	0,031	—	—	0,038	0,015

métamorphismes du domaine piémontais et à l'âge présumé du flysch, fini-crétacé à tertiaire.

Nous remercions tout particulièrement : Y. Lagabriele (Université de Brest) qui a effectué les analyses des phyllites échantillonnées; J. M. Caron, J. R. Kiéna et les membres du laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de Savoie, pour leurs conseils au cours de la rédaction.

Note reçue le 30 novembre 1987, acceptée le 5 janvier 1988.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] P. ANTOINE, *Trav. Lab. Géol.*, Université Grenoble, 1971, Mémoire n° 9, 367 p.
- [2] G. et P. ELTER, *Mem. Ist. Geol. Min.*, Université Padova, XXV, 1965, 53 p.
- [3] R. TRUMPY, *Ecl. géol. Helv.*, 44/2, 1952, p. 338-347.
- [4] S. FUDRAL, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 290, série D, 1980, p. 1333-1336.
- [5] DEER, HOWIE et ZUSMANN, *Rock Forming Minerals*, 3 (Sheet silicates), 1961, p. 14, 15 et 17.
- [6] B. VELDE, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 14, 1967, p. 250-258.
- [7] H. J. MASSONE in FREY, HUNZIKER, JAGER et STERN, 1983.
- [8] S. GRAESER et E. NIGGLI, in *Etages tectoniques*, Colloque Neuchâtel, 1967, La Baconnière, p. 89-104.
- [9] J. P. LIEGEOIS et J. C. DUCHESNE, *Lithos*, 14, 1981, p. 36-48.
- [10] A. ZINGG, *Schweiz. Min. Petro. Mitte.*, 63, 1983, p. 361-392.
- [11] J. M. LARDEAUX, G. GOSSO, J. R. KIENAST et B. LOMBARDO, *Bull. soc. géol. Fr.*, 7, 1982, p. 793-800.
- [12] J. LASSERRE et C. LAVERNE, *Thèse 3^e cycle*, Université Grenoble, 1976, 252 p.
- [13] M. L. SCHURCH, J. BERTRAND, R. CHESSEX et H. LOUBAT, 4^e Réunion du Groupe Tectonique Suisse, Genève, 1986, 1 p.
- [14] J. R. KIENAST et C. MÉVEL, *Mineralogical Magazine*, 43, 1980, p. 979-984.
- [15] H. SCHOELLER, *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XXXIII, n° 175, 1929, 422 p.
- [16] E. RAGUIN et F. HERMANN, *Carte géologique de la France à 1/50 000*, feuille Petit Saint-Bernard.
- [17] G. et P. ELTER, *Rend. Acc. Lincei.*, série 8, 22, 1957, p. 181-187.
- [18] F. ELLENBERGER, *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 50, 1958, 561 p.
- [19] J. BOCQUET, *Thèse État*, Université Grenoble, 1974, 489 p.

S. F. et P.-L. G. : Université de Savoie, Sciences de la Terre, B.P. n° 1104, 73011 Chambéry Cedex.

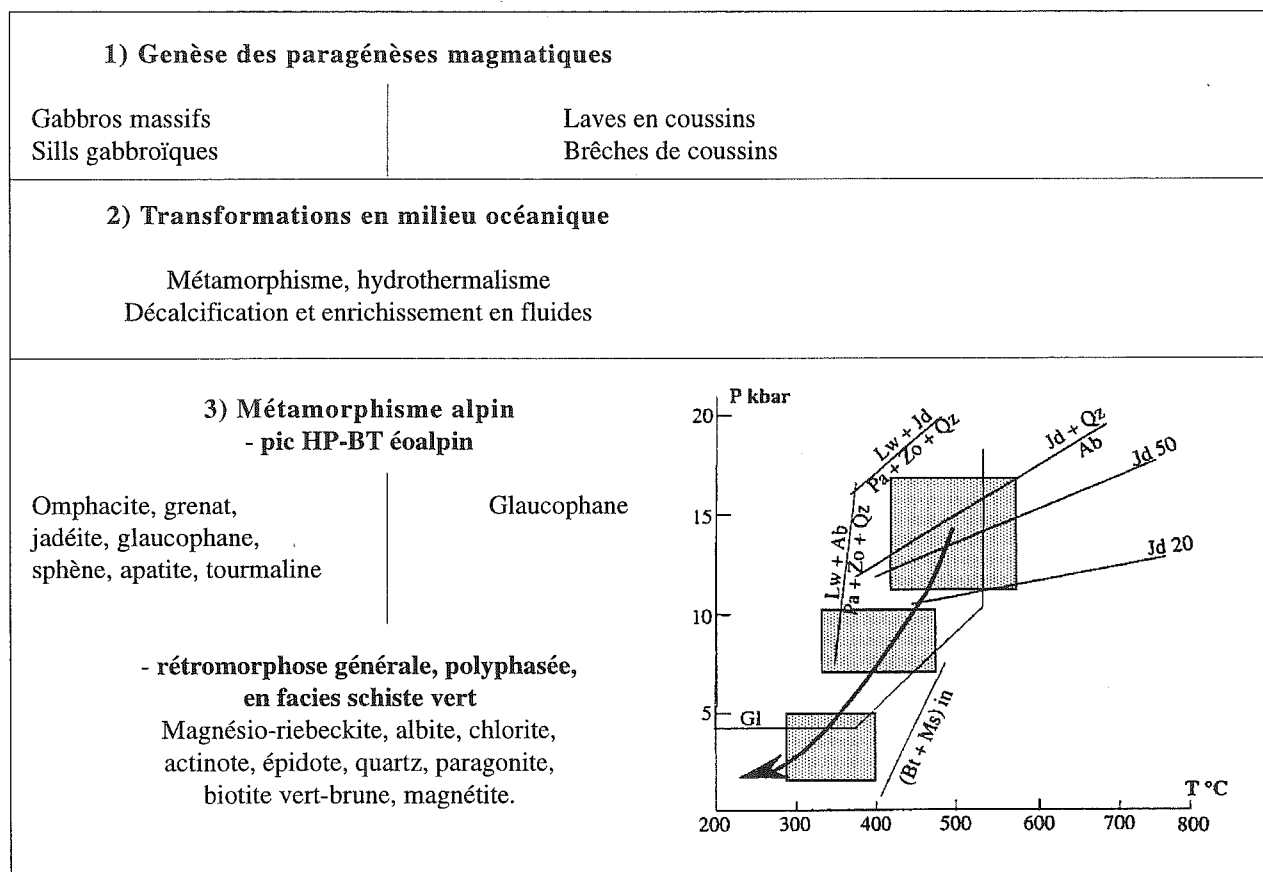


FIG. 135. – Schéma d'évolution du matériel magmatique des roches vertes du Versoyen [les conditions du métamorphisme alpin reproduites sur la grille pétrogénétique sont extraites de Cannic *et al.*, 1995].

2. 1. 3. Conclusions sur les Roches vertes du Versoyen

Elles se résument aux points suivants :

- le Flysch valaisan et les Roches vertes du Versoyen nous apparaissent en contact normal stratigraphique ;

- les analyses de pyroxènes d'une part, d'amphiboles bleues d'autre part, prélevés dans du matériel plutonique et volcanique, confirment l'existence de conditions métamorphiques de hautes pressions.

Ces conclusions, associées à celles nouvelles de Cannic *et al.*, portant sur les phengites du Flysch, nous amènent à considérer l'ensemble des Roches vertes du Versoyen comme le produit d'un magmatisme propre à la zone valaisanne ou très proche, autochtone donc, et lié à une zone de croûte amincie ou à un rift intracontinental.

2. 2. Nouvelles tentatives de détermination de l'âge des formations du Flysch valaisan

● Les recherches entreprises au laboratoire pour lever les indéterminations sur l'âge des diverses formations du Flysch ne se comptent plus ⁽¹⁾.

● A ce jour, toutes les recherches paléontologiques nouvelles entreprises sur les diverses formations du Flysch, n'ont donné de résultats qu'en ce qui concerne les couches de l'Aroley ou formation détritique basale.

Des vestiges de microfossiles subsistent mais les recristallisations métamorphiques empêchent la conservation de restes suffisants pour être reconnus et

⁽¹⁾ Parmi celles-ci, je citerai celles effectuées en 1977-1978 avec W. Sikora, géologue à l'Université de Cracovie. A des fins de comparaison avec les flyschs du front des klippen piennines en Pologne, Sikora voulait étudier, parmi d'autres choses, les successions d'un flysch des Alpes montrant clairement le passage de formations carbonatées, microbréchiques à ce qu'il considérait comme un vrai flysch, le flysch gréseux. Nous avons analysé ensemble la coupe du Flysch valaisan sur la transversale de la Pierra Menta, sur l'axe Les Chapieux - Col du Cormet d'Arêches. La totalité des lames minces taillées à Chambéry qui paraissaient prometteuses ont été reprises à l'Université de Cracovie. Aucun résultat décisif ne fût obtenu à cette époque

Analyses chimiques des points mesurés en pourcentage pondéraux d'oxydes									
	Echantillon G102 D					Echantillon G 102 E			
	1	2	3	4		a	b	c	
Si O ₂	58,27	58,18	57,28	57,22	Si O ₂	58,54	58,98	58,16	
Ti O ₂	0,32	0,24	0,14	0,24	Ti O ₂	0,74	0,16	0,74	
Al ₂ O ₃	21,50	21,42	20,47	21,06	Al ₂ O ₃	21,56	22,92	21,28	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,06	0,04	0,03	Cr ₂ O ₃	0,07	0,08	0,00	
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	
Fe O	3,80	3,47	4,47	3,69	Fe O	3,27	2,74	2,88	
Mn O	0,07	0,05	0,08	0,05	Mn O	0,00	0,07	0,07	
Mg O	1,01	0,84	1,28	0,91	Mg O	0,66	0,45	0,86	
Ca O	1,56	1,27	1,18	1,30	Ca O	1,01	0,59	1,29	
Na ₂ O	14,70	14,92	14,50	14,60	Na ₂ O	15,08	15,69	14,79	
K ₂ O	0,01	0,02	0,02	0,00	K ₂ O	0,01	0,00	0,00	
Total	101,24	100,47	99,46	99,10	Total	100,94	101,68	100,07	
Formule structurale calculée sur la base de 6 oxygènes (Σ Mg)									
Si	1,962	1,969	1,964	1,965	Si	1,974	1,962	1,978	
Al IV	0,038	0,031	0,036	0,035	Al IV	0,026	0,038	0,022	
Al VI	0,816	0,824	0,791	0,818	Al VI	0,831	0,860	0,831	
Ti	0,008	0,006	0,004	0,006	Ti	0,019	0,004	0,019	
Cr	0,000	0,002	0,001	0,001	Cr	0,002	0,002	0,000	
Fe ³⁺	0,107	0,098	0,128	0,106	Fe ³⁺	0,092	0,076	0,082	
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	
Mn	0,002	0,001	0,002	0,001	Mn	0,000	0,002	0,002	
Mg	0,051	0,042	0,065	0,047	Mg	0,033	0,022	0,044	
Ca	0,056	0,046	0,043	0,048	Ca	0,036	0,021	0,047	
Na	0,960	0,979	0,964	0,973	Na	0,986	1,012	0,975	
K	0,000	0,001	0,001	0,000	K	0,000	0,000	0,000	
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	Total	4,000	4,000	4,000	
Eléments de classification									
Ca	51,65	51,25	39,03	49,90	Ca	52,39	46,41	50,76	
Fe ²⁺ + Mn	1,83	1,60	2,09	1,52	Fe ²⁺ + Mn	0,00	4,35	2,18	
Mg	46,51	47,15	58,88	48,58	Mg	47,61	49,24	47,06	
Jad. + Urey.	83,13	84,95	81,03	83,91	Jad. + Urey.	86,18	89,53	86,14	
Aeg.	10,91	10,11	13,11	10,86	Aeg.	9,54	7,91	8,49	
Reste	5,97	4,94	5,87	5,23	Reste	4,28	2,56	5,37	

FIG. 136. – Tableau des analyses des pyroxènes des métagabbros du massif du Clapey (Echantillons G 102 E et G 102 D).

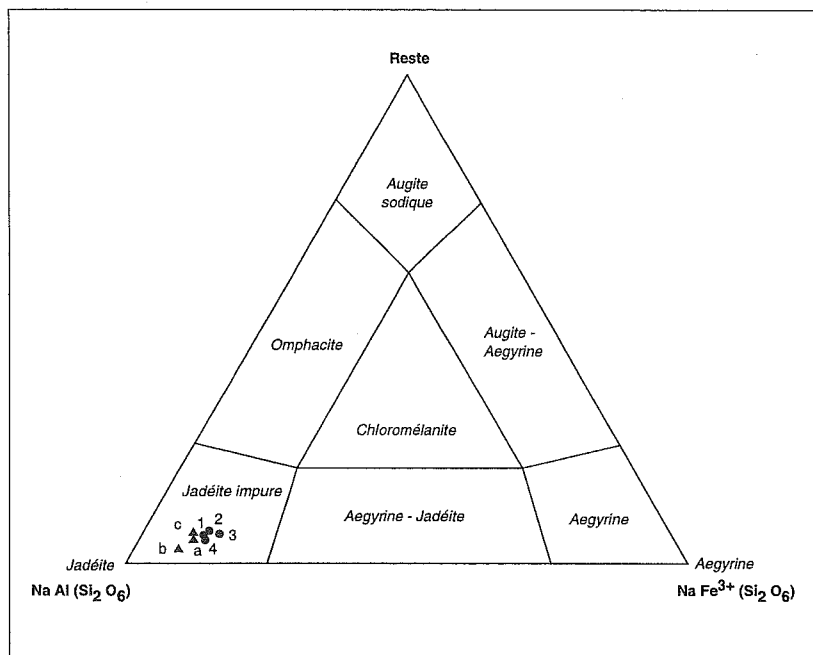


FIG. 137. – Les pyroxènes des deux métagabbros de la Pointe du Clapey dans le diagramme des pyroxènes sodiques [Champs de composition d'après Essene et Fyfe, 1967].

datés. Les coupes qui ont retenu plus spécialement notre attention sont celles qui avaient montré antérieurement des vestiges fossiles intéressants [Fudral, 1973, p. 88 et 91]. Il s'agit, d'une part, de la coupe du revers sud du massif de Rocheboc et, d'autre part, de la coupe de la paroi Est de la Pointe de Charbonnières.

2. 2. 1. La coupe du revers sud du massif de Rocheboc

Elle peut être parcourue sans difficulté majeure entre le col de la forêt de Chaille, à l'Ouest de Chaizeries et le sommet de Rocheboc, en longeant les affleurements par l'Ouest (fig. 142).

Le substratum du Flysch en série normale est ici formé par les dolomies triasiques. Classiquement, le premier banc de brèches à blocs dolomitiques est attribué au Dogger, à partir de comparaisons établies avec d'autres secteurs du domaine valaisan. A défaut de repères stratigraphiques précis, nous pensons que ce banc pourrait tout aussi bien appartenir à l'extrême base du Flysch.

Le Flysch comprend, vers la base, deux à trois séquences granoclassées, chacune d'épaisseur métrique, puis un ensemble de conglomérats hétérogéniques, hétérométriques et de calci-arénites hétérométriques à éléments dolomitiques. L'ensemble de la section a fourni des restes fossiles mais ce sont surtout les premières séquences granoclassées et les premiers bancs de calci-arénites qui demeurent les plus riches en vestiges intéressants.

La base, à granulométrie moyenne à forte des

séquences granoclassées et les bancs de calci-arénites révèlent une association à Orbitolinidés d'âge probable aptien inférieur (partie sommitale du Bédoulien vraisemblablement ; détermination A. Arnaud-Vanneau). On rencontre effectivement, des Orbitolinidés du genre *Palorbitolina* et *Paléodictyoconus* ainsi que des vestiges bien reconnaissables de *Melatrokerion valserinensis*, de Lituolidés du genre *Everticyclammina* vraisemblable et de gros agglutinés fixés indéterminés (cf. photos 27 à 34).

En revanche, au toit des séquences granoclassées, au niveau des pélites carbonatées, apparaissent des loges et des parois qui pourraient appartenir à des Foraminifères planctoniques. Ce matériel caractériserait le Crétacé supérieur. Aucune forme bien individualisée n'a pu cependant être déterminée. Les photos 35 à 40 montrent l'état de préservation des

loges et des parois. Par ailleurs, les tests pratiqués à la cathodoluminescence (photos 39 et 40 ; Mme Baumgartner, Université de Lausanne) permettent de confirmer que nous n'avons pas toujours affaire à des artéfacts (cf. discussion p. 127 concernant le même problème à propos des microfaunes des calcschistes du complexe des Schistes lustrés).

2. 2. 2. La coupe de la paroi est de la pointe de Charbonnières

Plus délicate à parcourir que la coupe précédente, elle reste accessible en prenant quelques précautions, à partir des Chalets de la Balme (fig. 143).

Quoique plus rares, des vestiges similaires peuvent être observés. Les photos 41 et 42 reproduisent des formes jusqu'à présent non observées dans la coupe du massif de Rocheboc et notamment des Miliolidés et des Algues rouges.

Une remarque s'impose ici. Si les niveaux (1), d'une part, et (5) et au-delà, d'autre part, ne posent pas de problème d'attribution, il n'en va pas de même des assises notées 2, 3 et 4. Depuis Schoeller [1929], on range généralement ces trois derniers niveaux dans le Dogger sur la base de comparaisons de faciès entre diverses zones alpines. Compte-tenu de l'organisation de la coupe, on peut rapporter sans difficulté les niveaux 2, 3 et 4 au Flysch.

Le problème du Dogger reste donc entier.

Analyses chimiques en pourcentage pondéraux d'oxydes											
	Echantillon G102 D			Echantillon G 102 E							
	a	b	c	1	2	3	4	5	6	7	8
Si O ₂	56,62	55,76	55,89	56,17	57,52	55,36	55,03	55,49	55,44	54,77	55,43
Ti O ₂	0,12	0,08	0,06	0,15	0,07	0,25	0,24	0,11	0,18	0,11	0,05
Al ₂ O ₃	11,75	11,77	11,85	12,57	11,64	12,22	0,78	1,28	0,68	2,07	0,78
Cr ₂ O ₃	0,08	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Fe O	12,27	13,07	13,50	12,44	12,39	12,63	19,38	20,34	18,33	20,00	18,85
Mn O	0,09	0,13	0,11	0,28	0,09	0,22	0,26	0,14	0,26	0,29	0,24
Mg O	7,77	7,41	7,31	7,71	8,35	7,61	11,31	10,78	12,02	10,29	11,88
Ca O	0,40	0,51	0,78	0,39	0,11	0,48	1,19	1,34	1,83	1,97	1,76
Na ₂ O	7,88	7,83	7,83	8,24	7,91	8,20	7,82	7,59	7,40	7,06	7,59
K ₂ O	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,05	0,05	0,09	0,06	0,06
Total	96,99	96,57	97,36	97,97	98,09	97,00	96,06	97,12	96,23	96,65	96,64
	Formule structurale calculée sur la base de 23 oxygènes (Σ Mg)										
Si	7,845	7,779	7,747	7,685	7,869	7,656	8,000	7,990	8,022	7,944	8,001
Al IV	0,155	0,221	0,253	0,315	0,131	0,344	0,000	0,010	0,000	0,056	0,000
Al VI	1,765	1,715	1,684	1,713	1,747	1,648	0,134	0,207	0,116	0,298	0,133
Ti	0,013	0,008	0,006	0,015	0,007	0,026	0,026	0,012	0,020	0,012	0,005
Cr	0,009	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
Fe ³⁺	0,472	0,605	0,657	0,754	0,466	0,838	1,228	1,236	1,141	1,121	1,175
Fe ²⁺	0,950	0,920	0,908	0,669	0,952	0,623	1,129	1,213	1,078	1,305	1,101
Mn	0,011	0,015	0,013	0,032	0,010	0,026	0,032	0,017	0,032	0,036	0,029
Mg	1,605	1,541	1,510	1,572	1,703	1,569	2,451	2,314	2,592	2,225	2,556
MgM ₄	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,059	0,076	0,116	0,057	0,016	0,071	0,185	0,207	0,284	0,306	0,272
Na	2,118	2,119	2,105	2,186	2,099	2,199	2,205	2,119	2,076	1,986	2,125
K	0,002	0,002	0,004	0,003	0,002	0,005	0,009	0,009	0,017	0,011	0,011
(Na + K) A	0,179	0,197	0,224	0,247	0,117	0,276	0,399	0,335	0,377	0,303	0,408
	Caractères structuraux										
Mg M ₄	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na M ₄	1,941	1,924	1,884	1,943	1,984	1,929	1,815	1,793	1,716	1,694	1,728
Na A	0,177	0,195	0,221	0,243	0,115	0,270	0,390	0,326	0,360	0,292	0,397
Ca	2,26	2,99	4,55	2,45	0,60	3,11	4,88	5,51	7,12	7,91	6,88
Fe ²⁺ + Mn	36,59	36,64	36,16	30,10	35,88	28,35	30,57	32,81	27,84	34,63	28,55
Mg	61,14	60,37	59,29	67,45	63,52	68,54	64,55	61,68	65,04	57,46	64,57
(Na + K) A	7,85	8,39	9,49	9,86	5,22	10,81	18,04	15,69	18,00	14,77	19,10
Na M ₄	85,33	82,17	79,79	77,56	88,92	75,68	81,96	83,85	82,00	82,50	80,90
Al IV	6,82	9,43	10,72	12,58	5,86	13,51	0,00	0,46	0,00	2,73	0,00
Fe ²⁺ / ΣR^{2+}	0,370	0,371	0,373	0,294	0,357	0,281	0,312	0,342	0,291	0,366	0,299
Fe ³⁺ / ΣR^{3+}	0,209	0,260	0,280	0,304	0,210	0,334	0,885	0,849	0,894	0,782	0,895

FIG. 138. – Tableau des analyses des amphiboles bleues des métagabbros de la Pointe du Clapey (Echantillons G 102 E et G 102 D).

Analyses chimiques des huit points mesurés en pourcentage pondéraux d'oxydes								
	1P	2P	3P	4P	1S	2S	3S	4S
Si O ₂	58,69	58,09	57,87	57,00	57,41	54,51	54,21	58,14
Ti O ₂	0,07	0,29	0,28	0,24	0,09	0,03	0,04	0,08
Al ₂ O ₃	11,51	10,42	11,21	9,55	9,14	2,32	2,52	7,53
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,06
Fe O	10,89	8,94	12,08	11,51	15,42	21,63	20,57	15,76
Mn O	0,11	0,07	0,19	0,15	0,20	0,05	0,13	0,07
Mg O	9,45	12,22	9,10	10,92	8,32	8,54	9,70	6,70
Ca O	0,20	0,35	0,29	0,69	0,72	1,27	1,45	1,15
Na ₂ O	7,56	7,91	7,47	7,50	7,72	7,21	6,63	7,82
K ₂ O	0,00	0,02	0,03	0,05	0,02	0,03	0,07	0,04
Total	98,51	98,32	98,52	97,61	99,04	95,65	95,32	97,35
	Formule structurale		calculée	sur la	base de	23	oxygènes	(Σ Mg)
Si	7,979	7,837	7,908	7,844	7,963	8,036	7,920	8,169
Al IV	0,021	0,163	0,092	0,156	0,037	0,000	0,080	0,000
Al VI	1,824	1,495	1,715	1,393	1,458	0,403	0,354	1,248
Ti	0,007	0,029	0,029	0,025	0,009	0,003	0,004	0,008
Cr	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,007
Fe ³⁺	0,129	0,433	0,249	0,500	0,266	1,042	1,373	0,514
Fe ²⁺	1,110	0,576	1,131	0,825	1,523	1,625	1,141	1,338
Mn	0,013	0,008	0,022	0,017	0,024	0,006	0,016	0,008
Mg	1,915	2,458	1,854	2,240	1,720	1,877	2,112	1,403
Ca	0,029	0,051	0,042	0,102	0,107	0,201	0,227	0,173
Na	1,993	2,069	1,980	2,001	2,077	2,061	1,878	2,131
K	0,000	0,003	0,005	0,009	0,004	0,006	0,013	0,007
(Na + K) A	0,022	0,124	0,027	0,112	0,187	0,268	0,118	0,311
Caractères structuraux								
Mg M ₄	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na M ₄	1,971	1,949	1,958	1,898	1,893	1,799	1,773	1,827
Na A	0,022	0,120	0,022	0,103	0,184	0,262	0,105	0,304
Ca	0,95	1,64	1,39	3,20	3,17	5,41	6,49	5,92
Fe ²⁺ + Mn	36,60	18,88	37,82	26,45	45,84	43,98	33,10	46,07
Mg	62,45	79,49	60,78	70,35	50,99	50,60	60,41	48,01
(Na + K) A	1,11	5,53	1,32	5,17	8,84	12,95	6,01	14,56
Na M ₄	97,83	87,19	94,27	87,61	89,41	87,05	89,91	85,44
Al IV	1,06	7,27	4,41	7,22	1,75	0,00	4,08	0,00
Fe ²⁺ / ΣR ²⁺	0,365	0,189	0,376	0,268	0,466	0,463	0,349	0,487
Fe ³⁺ / ΣR ³⁺	0,066	0,221	0,125	0,261	0,153	0,716	0,793	0,289

FIG. 139. – Tableau des analyses des amphiboles bleues des schistes glaucophanitiques inter-coulées des métapillows du revers sud de Tormotta (Echantillon G 98 C).

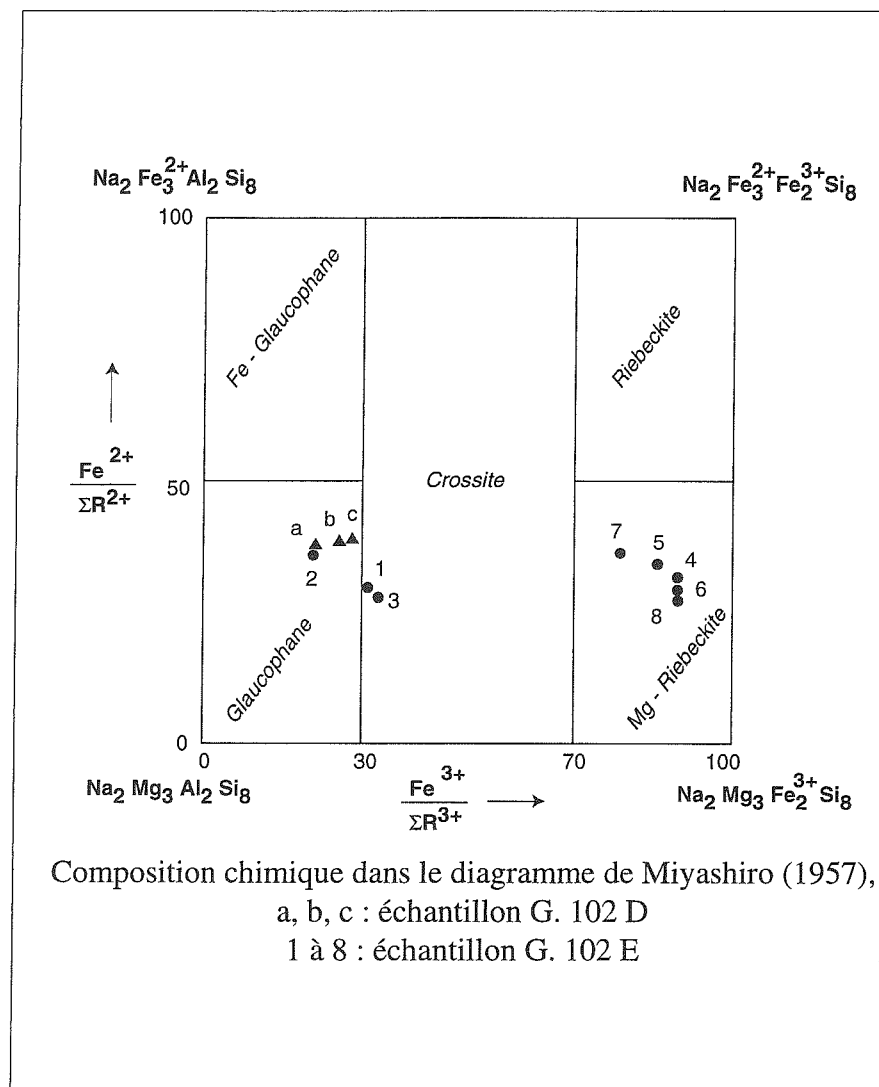


Fig. 140. – Les amphiboles bleues des métagabbros de la Pointe du Clapey.

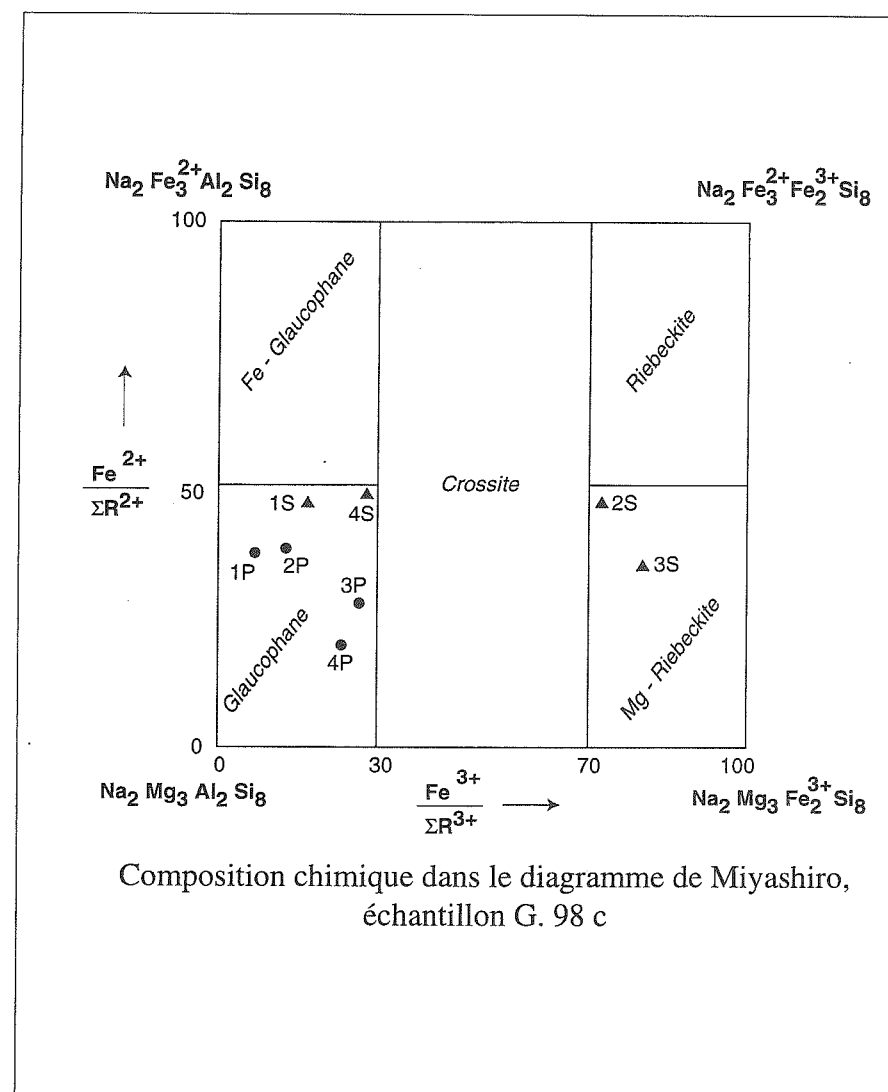


Fig. 141. – Les amphiboles bleues des métapillows du revers sud de Tormotta.

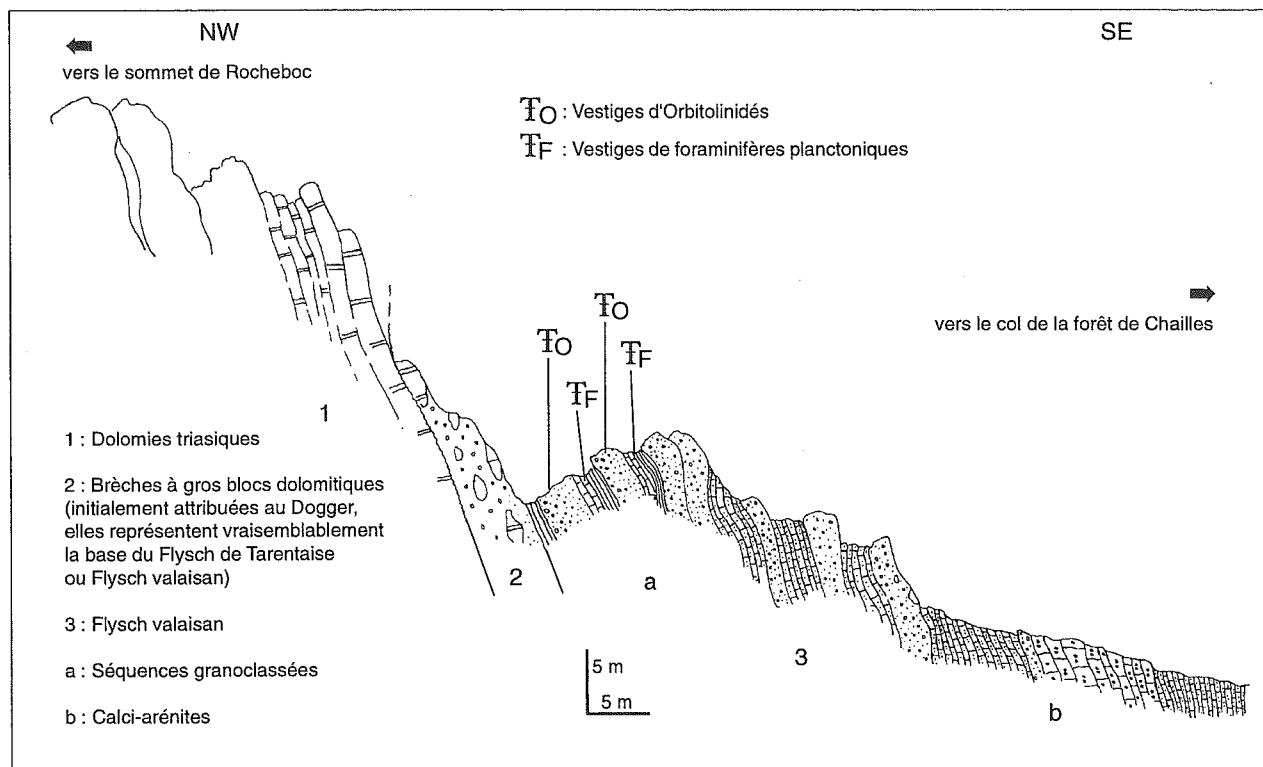


FIG. 142. – Coupe du revers Sud du massif de Rocheboc.

2. 2. 3. La coupe de la retombée ouest du P.C. 2692 revisitée - Conséquences

Le problème de l'existence du Dogger que nous avons souligné plusieurs fois déjà impose que l'on revienne sur une coupe proposée en 1972 et 1973, relative à ces niveaux [Antoine *et al.*, 1972 ; Fudral, 1973]. La figure 144 a reproduit sans modification un travail précédent [Fudral, 1973].

La coupe du point coté 2692 est originale à plusieurs égards. D'une part, la géométrie du contact quartzites du Néo-Permien/marbres clairs attribués au Lias est curieuse. Elle invite à rechercher la trace d'une paléofaïlle. D'autre part, les successions - renversées ici - adhérentes aux quartzites sont particulières : on relève d'abord des encroûtements ferrugineux centimétriques puis quelques décimètres d'un marbre blanc très clair raviné par un ensemble conglomératique. En l'absence de vestiges fossiles les attributions d'âges demeurent discutables :

- le calcaire cristallin blanc a été initialement attribué au Lias du fait de sa ressemblance avec certains faciès calcaires datés du Lias, notamment aux Etroits du Siaix près de Moûtiers ;

- l'ensemble conglomératique, en discordance au-dessus du Lias, a été parallélisé avec certains faciès des brèches du massif du Grand Fond antérieurement attribués au Dogger [Antoine *et al.*, 1972].

Nous pensons en fait, que cette coupe du point coté

2692 pourrait être interprétée au moins de deux autres manières (fig. 144 b).

Il est possible par exemple de rapprocher les encroûtements ferrugineux, notés (3) sur la coupe, du matériel bauxitique du Dogger briançonnais, et le calcaire cristallin blanc du Dogger-Malm ou du Malm et non du Lias.

Cette coupe aurait alors un net caractère briançonnais, de type Aceglia. Et les niveaux sus-jacents à cet éventuel jurassique supérieur ne seraient plus attribuables au Dogger mais à un Crétacé supérieur basal (Cénomanién ?) détritique, pouvant, éventuellement, être rapproché de celui décrit en Briançonnais [cf. Bourbon, 1980]. Il resterait alors à contrôler la nature du contact et l'importance des ravinements sus-jacents à ces niveaux.

Une autre hypothèse, plus risquée cependant mais ne conduisant pas à une modification de la partie élevée de la coupe, peut aussi être faite. Les marbres clairs, rajeunis ici du Lias au Malm, pourraient l'être encore plus. Envisager un âge barrême-aptien pour ces faciès n'est pas à rejeter de prime abord. En effet, l'abondance d'Orbitolinidés, en éléments remaniés dans la formation détritique basale du Flysch sus-jacent, invite à rechercher les formations à l'origine de ces restes organiques dans la zone valaisanne même et non dans des domaines plus externes.

L'ensemble de ces remarques et de ces propositions sont la preuve que le problème de l'évolution post-triasique de la zone valaisanne demeure largement ouvert.

3. – CONCLUSIONS ET DISCUSSIONS

3. 1. Un rappel des données

Nous rappelons tout d'abord les éléments connus et les conclusions que nous avons tirées des différents points abordés dans ce chapitre.

Le Flysch valaisan repose stratigraphiquement sur les « Roches vertes du Versoyen ». Il repose aussi sur les divers termes sédimentaires plus classiques de la marge européenne, à cachet briançonnais et érodés. Le Flysch valaisan cache donc une structuration anté-flysch.

Nous nous inscrivons ainsi dans la même logique que celle proposée en Suisse ou en France, notamment par P. Antoine dès 1971.

Le Flysch valaisan est nécessairement post-Barrêmo-

Aptien. En outre, si les Roches vertes du Versoyen se mettent en place pendant le Crétacé, si l'âge du métamorphisme qui les affecte, calé vers 60-70 Ma, est confirmé et si le Flysch a connu au même moment ces mêmes conditions métamorphiques, alors ce dernier est post-Barrêmo-Aptien et aussi anté-Tertiaire, c'est-à-dire en définitive Crétacé supérieur.

Si l'âge du métamorphisme des roches vertes venait à être remis en cause le Flysch pourrait être rajeuni sans difficulté (Crétacé supérieur-Tertiaire).

Si par ailleurs le métamorphisme propre au Flysch était reconnu plus jeune que celui des roches vertes sous-jacentes, alors nous aurions affaire à un flysch tertiaire, somme toute d'âge similaire aux flyschs des diverses unités frangeant le chevauchement pennique frontal plus au Sud (unités à flysch tertiaire dont celui des Aiguilles d'Arves, dans la région de Saint Jean de Maurienne).

Outre les diverses formations sédimentaires classiques qui le composent, le Flysch valaisan pourrait inclure aussi, à sa base, les successions de brèches et de schistes et

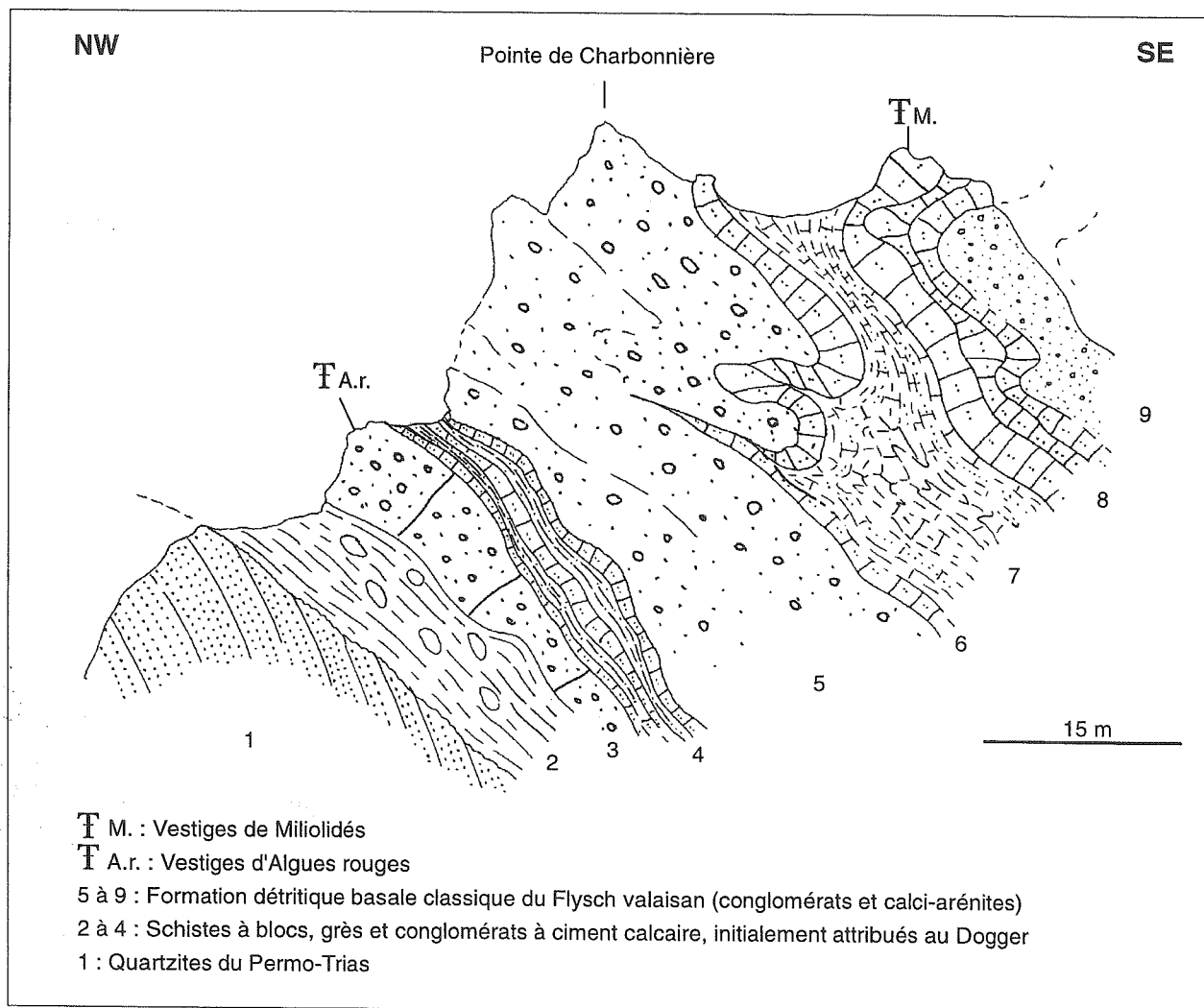


FIG. 143. – Coupe de la paroi Est de la Pointe de Charbonnières.

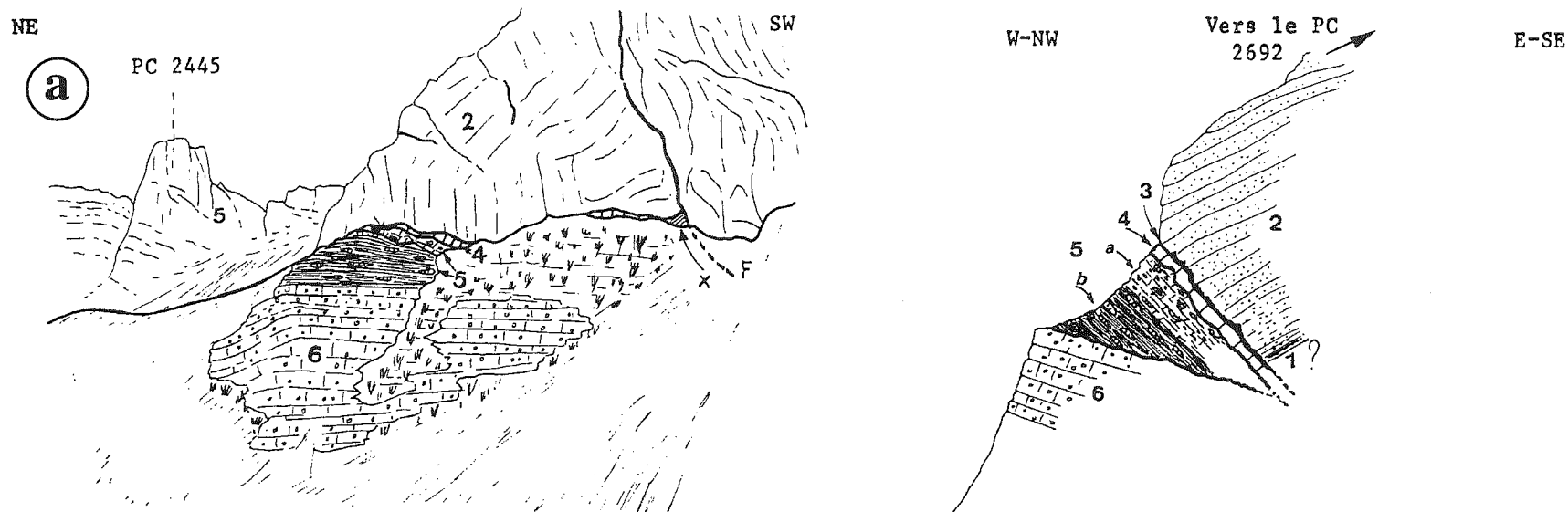
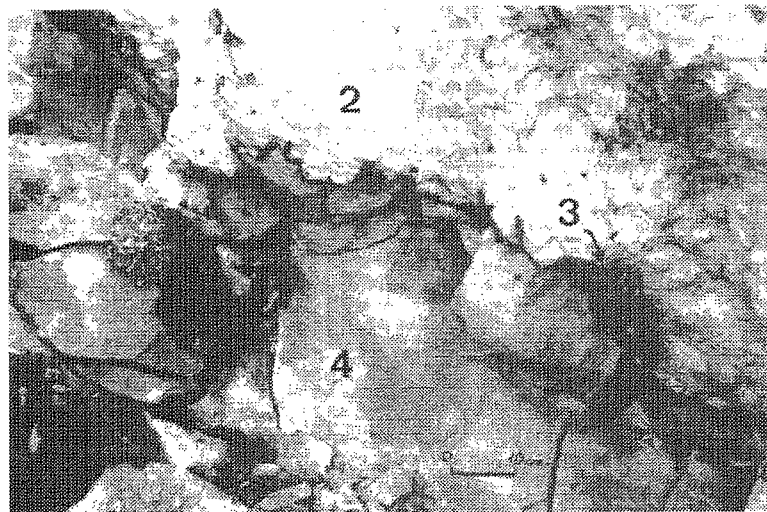


PLANCHE n° 4 : PANORAMA DU VERSANT OUEST DU POINT COTE 2692 - Altitude 2200m. $x = 938,50$ - $y = 84,85$
ET SA COUPE INTERPRETATIVE.



.1. Carbonifère ; 2. Quartzites du Néo-Permien ; 3. Encroûtements ferrugineux (période d'émersion) ; 4. Calcaire cristallin blanc liasique ; 5. "Brèche du Massif du Grand Fond" (5a, ensemble conglomératique inférieur à ciment calcaire ; 5b, ensemble conglomératique supérieur à matrice schisteuse) ; 6. Formation détritique basale du Flysch de Tarentaise.

x = amas dolomitique roussâtre (rapporté au niveau d'émersion (3))

----- discordances (sur la coupe)

F. Faille

Photo n° 6 : DETAIL DU NIVEAU FERRUGINEUX (3) SEPARANT LES QUARTZITES DU NEO-PERMIEN (2) DU MARBRE BLANC ATTRIBUE AU LIAS (4).

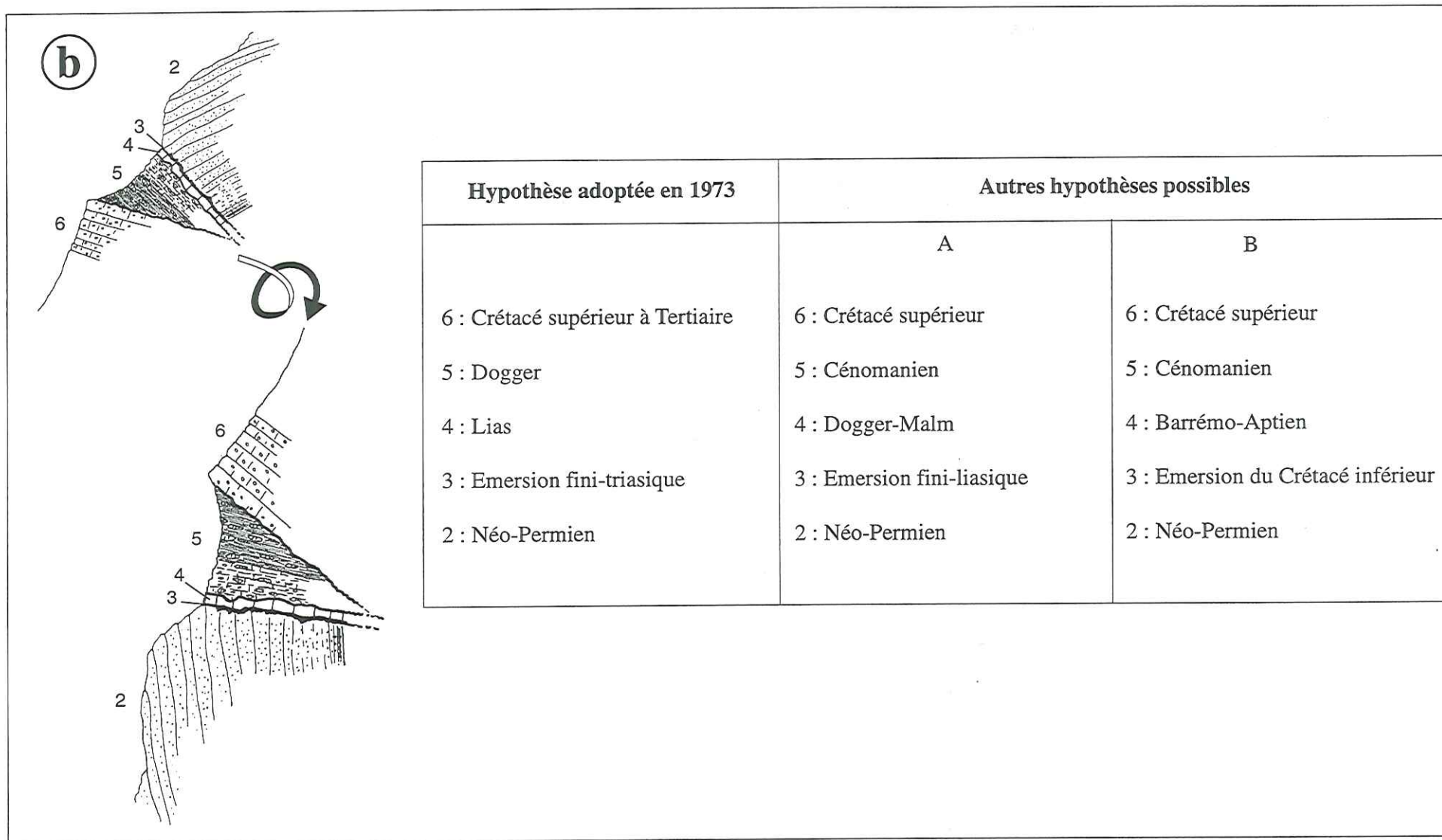


Fig. 144. – Coupe de la retombée Ouest du P.C. 2692. ; a : reproduction d'un travail précédent [Fudral, 1973] ; b : autres interprétations possibles de la coupe remise à l'endroit.

calcschistes à blocs pluri-décamétriques à hectométriques initialement attribués au Dogger, tels que ceux qui affleurent dans le massif du Grand Fond. On ne peut cependant affirmer actuellement, que toutes les formations de schistes ou de calcschistes à blocs observables à la base du Flysch fassent partie sans exception du Flysch.

Ces différentes données, jointes à celles déjà connues, permettent-elles d'extraire une logique d'évolution de la zone valaisanne ? Deux fils directeurs distincts peuvent être esquissés.

Le premier, c'est celui que nous avons retenu jusqu'à présent [Fudral et Guillot, 1998]. Nous le rappelons bien que les données récentes conduisent à le réfuter. Il s'inscrit dans le droit fil des conclusions que nous avons tirées après notre découverte de clastes à mariposites. Si les éléments remaniés - phengites chromifères HP - contenus par le Flysch valaisan soulignent la saute de métamorphisme existant entre le Flysch et son substratum classique d'une part et ces éléments d'autre part, et si ces clastes sont issus des Roches vertes du Versoyen, il faut alors rechercher l'origine de ce complexe volcano-sédimentaire dans des domaines plus internes que celui de la zone valaisanne. Les domaines liguro-piémontais répondent le mieux à ces caractéristiques, qui connaissent à la fois un fort développement de matériaux basiques et ultrabasiques d'origine paléo-océanique et des métamorphismes HP.

Toutefois, en plus des problèmes soulevés plus haut, il faut aussi pour que cette hypothèse soit cohérente, que l'âge du Flysch soit tertiaire car si les Roches vertes du Versoyen sont issues du domaine liguro-piémontais, elles doivent passer par-dessus le domaine briançonnais dont les derniers dépôts sédimentaires connus sont datés du Tertiaire basal.

Le deuxième nous ramène aux conceptions plus classiques. Le Flysch valaisan scelle une structuration liée à l'ouverture du bassin, en failles normales ou décrochantes, induisant progressivement un magmatisme à caractères océaniques voire la création d'un véritable fond océanique dont les Roches vertes du Versoyen témoigneraient. Ce bassin naîtrait au cours de ce que nous avons nommé la révolution du Crétacé moyen. Nous aurions donc affaire au développement d'un bassin de flysch précoce sur la bordure nord-occidentale de la zone briançonnaise. Ce deuxième fil directeur nous conduit tout naturellement aux idées développées par Lemoine [1985], Debelmas et Sandulescu [1987] ou encore Stampfli [1993]. Pour les premiers le domaine valaisan est l'expression de la transformante dite nord-pennique développée en limite nord de l'océan liguro-piémontais. En revanche, à partir de reconstitutions paléogéographiques minutieuses, intéressant les masses continentales s'étendant de la plaque ibérique aux confins moyens-orientaux, Stampfli [1993] puis Stampfli et Marchant [1995] proposent le développement généralisé d'un système de structures prolongeant vers l'Est et le Nord-Est le système pyrénéen et incluant le domaine valaisan.

3. 2. La piste pyrénéenne

Dès 1976, Trümpy abordait largement le problème de la liaison Alpes-Pyrénées à partir du Crétacé inférieur. Coutelle et Duée [1984] supposèrent aussi une telle liaison. Toutefois, ce sont les analyses récentes de Stampfli qui fournissent un nouveau fil directeur intéressant.

Cet auteur développe en effet l'idée que le domaine briançonnais, une fois rattaché au bloc corso-sarde, est rattachable aussi à la plaque ibérique. Son évolution cinématique est alors similaire à celle de cette dernière. A partir du Jurassique supérieur, la séparation du Briançonnais d'avec l'Europe entraîne l'ouverture progressive de l'océan valaisan. Plus encore, les reconstitutions paléogéographiques effectuées par l'auteur imposent l'existence d'un accident majeur, permettant de faire « glisser » l'ensemble iberico-briançonnais le long de la plaque européenne vers le Nord. Cet accident pourrait être un prolongement de la fracture nord-pyrénéenne. Stampfli caractérise alors le valaisan comme un rift d'affinité pyrénéenne.

De fait, les Pyrénées, et la zone nord-pyrénéenne tout particulièrement, offrent de saisissants points de repères. Cette zone est en effet considérée comme issue d'une zone de fragilité crustale ayant évolué en couloir transformant. Les auteurs [Souquet *et al.*, 1977 et 1985 ; Boirie et Souquet, 1982 ; Debroyas *et al.*, 1983 ; Puigdefrègas et Souquet, 1986 ou encore Debelmas et Mascle, 1993] insistent sur l'évolution fini-Crétacé inférieur et Crétacé supérieur de cette zone. En particulier, la distension et la subsidence initiées au début du cycle alpin reprennent à l'Aptien et à l'Albien, époque pendant laquelle se dépose le Flysch ardoisier des géologues pyrénéens, accompagné par un volcanisme synsédimentaire à caractères alcalins. Et c'est la plateforme urgonienne qui frangerait, tant au Nord qu'au Sud, cette zone de subsidence maximum.

Vers la fin de l'Albien, la conséquence directe des mouvements en coulissement générés sur les bordures de ce domaine est la création de petits bassins en pull-apart pouvant expliquer l'apparition de lambeaux de lherzolites.

Dès le Cénomaniens, s'individualisent de puissantes formations de flyschs, dont des wildflyschs à éléments monumentaux de roches paléozoïques, de granitoïdes et de roches ultrabasiques [cf. par exemple la brèche monumentale du col d'Urdach, feuille à 1/50 000 Oloron Sainte Marie].

Des corps terrigènes, plus jeunes, se développant jusque dans l'Oligocène traduisent ensuite le déplacement vers le Nord de l'axe des bassins et leur comblement.

De ce bref exposé, il ressort effectivement que l'on peut tenter d'établir un certain parallélisme d'évolution entre la zone nord-pyrénéenne et le domaine valaisan.

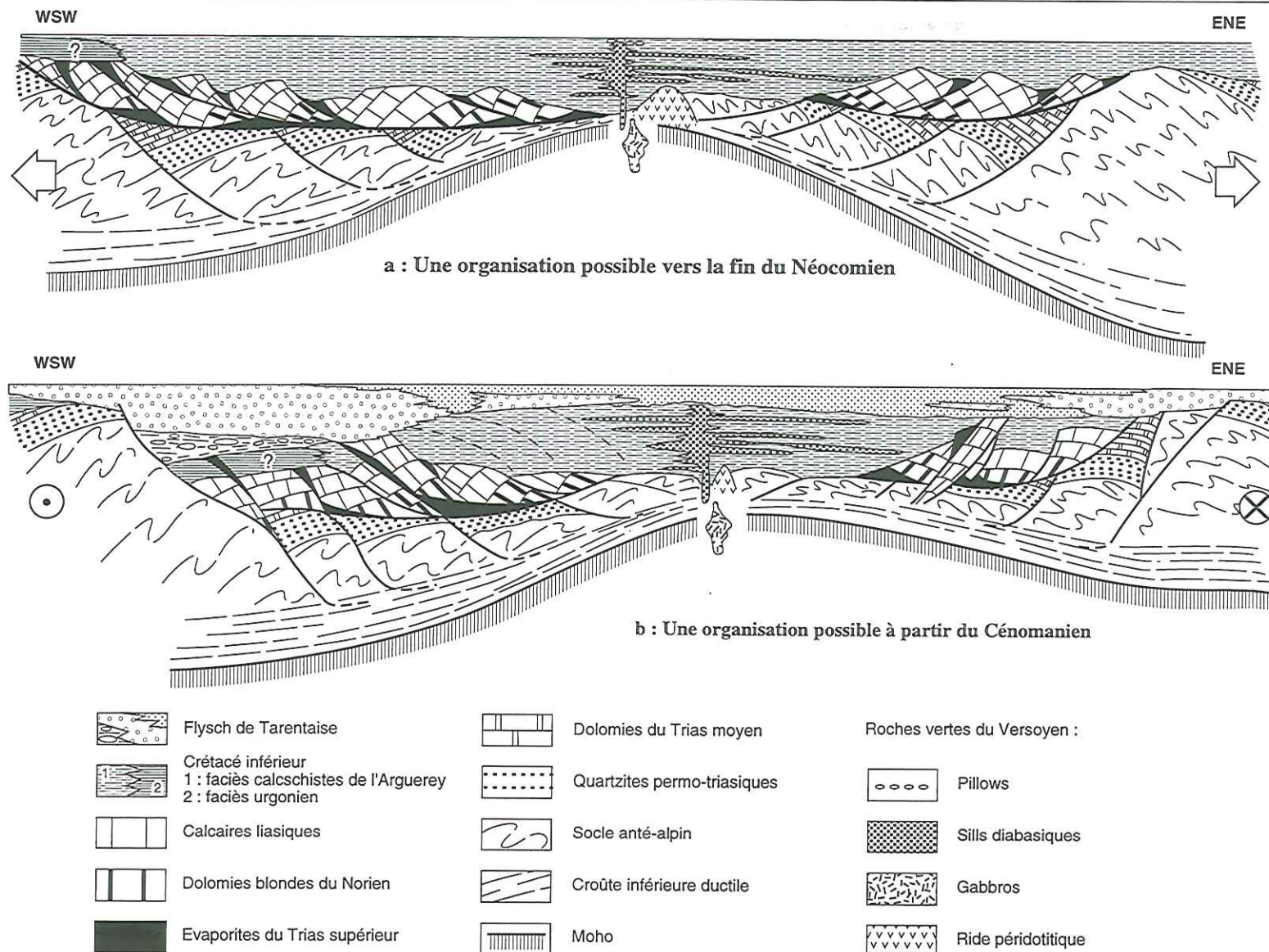


FIG. 145. – Schéma de deux étapes de l'évolution du domaine valaisan.

3. 3. Eléments d'un schéma d'évolution possible

Dans l'attente de données stratigraphiques et radiochronologiques nouvelles nous proposons de modéliser deux étapes de l'évolution de la zone valaisanne, sur des bases similaires à celles que nous venons d'énoncer pour la zone nord-pyrénéenne (fig. 145 a et b).

La première de ces figures donne une image en coupe de ce que pouvait être la zone valaisanne vers la fin du Néocomien. On notera tout d'abord l'intense étirement du substratum anté-Barrême-Aptien. Il représente la somme d'une part de l'extension du Jurassique inférieur, c'est-à-dire celle classique à toute la paléomarge européenne, d'autre part de l'extension liée à l'ouverture du bassin valaisan. On remarque aussi la mise en place tectonique de matériel évaporitique (gypses et dolomies bréchifiées) ainsi que le développement du cortège des Roches vertes du Versoyen, péridotites comprises.

En ce qui concerne les Pyrénées, il est nécessaire de souligner que pour Duée *et al.*, [1984], les Iherzolites remaniées en éléments de toutes tailles à l'Albo-Cénomaniens étaient déjà associées à un socle continental et mises à l'affleurement dès le Dogger !

La deuxième de ces figures permet de schématiser le résultat des phénomènes de transcurrence, plus ou moins

en transpression, qui affecteraient le bassin à partir du Cénomaniens. L'extrême découpage du substratum anté schistes à blocs et l'existence des matériaux ductiles du type évaporites, conduisent à une structuration complexe qui sera progressivement scellée par des faciès détritiques de plus en plus fins.

Peut-on relier une telle évolution à celle déduite de l'analyse des constituants des unités liguro-piémontaises, dans lesquels des témoins d'une tectonique importante, de nature compressive ainsi qu'une microfaune planctonique du Cénomano-Turonien, ont été mis en évidence ?

Un couplage entre le domaine océanique téthysien et le domaine valaisan est effectivement imaginable. Les mouvements des plaques à l'origine de la fermeture de l'océan téthysien auraient provoqué aussi ouverture et transcurrence dans le domaine valaisan.

Un tel couplage ne constitue pas une originalité. Des exemples de ce type ont été maintes fois décrits. On peut citer un travail récent détaillant le couplage des mouvements transcurrents actuels de la faille philippine avec ceux en subduction de la plaque philippine [Barrier *et al.*, 1990].

Ainsi les travaux de Stampfli [1993] et de Marchant et Stampfli [1995] méritent-ils d'être pris en considération et développés conjointement à ceux de Cannic *et al* [1994 et 1995].

4ème Partie

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

1. – BILAN DE L'ÉTUDE

1. 1. En ce qui concerne les Schistes lustrés

Le premier résultat de ce travail est l'établissement d'un découpage lithostratigraphique cohérent des Schistes lustrés de la chaîne frontière franco-italienne entre l'Arc en France et la Doire Ripaire en Italie. La logique d'organisation mise en évidence et résumée sur les figures 146 et 147 s'intègre dans celles établies, d'une part, sur le transversale du Queyras par Lagabrielle [1987] et Lagabrielle et Polino [1988], d'autre part, sur la transversale du Valais par Marthaler [1984] et Sartori [1987]. L'ensemble de ces données a d'ailleurs donné lieu à une publication synthétique en 1992 [Deville *et al.*].

* Dans les unités piémontaises s.s., issues de la marge nord-téthysienne, comme dans les unités liguro-piémontaises, issues de l'océan téthysien, l'essentiel des Schistes lustrés est formé par des calcschistes et des marbres marqués par une sédimentation détritique d'origine mixte océanique et continentale, liée à la fermeture de l'aire océanique.

* Les datations des vestiges fossiles ainsi que les intervalles radiochronologiques caractérisant les premiers épisodes métamorphiques convergent tous vers une seule conclusion : ces Schistes lustrés appartiennent au Crétacé supérieur. Nous avons donc affaire à des formations syn-orogéniques néocrétacées.

* Les caractères de base du modèle d'évolution proposé en ce qui concerne la fermeture de l'océan téthysien sont, d'une part l'écaillage intra-océanique et, d'autre part, la polarité des chevauchements, à vergence vers la marge européenne de l'océan. Nous pensons que ces derniers s'initient précisément sur cette marge de l'océan et se développent en direction de l'autre marge. Le ou les prismes qui s'individualisent ne peuvent pas s'apparenter directement aux prismes connus notamment au niveau des arcs insulaires (le prisme de la Barbade, dans les Antilles par exemple [décrit par Beck *et al.*, 1988]). Dans ce dernier, en effet, on relève que la croûte océanique ne participe pas au prisme d'accrétion.

Les résultats obtenus sur la chaîne frontière peuvent être étendus sans difficulté aux autres secteurs étudiés.

* Le massif de Sesia, tout d'abord. Il supporte une couverture décollée, similaire à celle que supportent aussi les massifs cristallins internes, du type Dora Maira ou

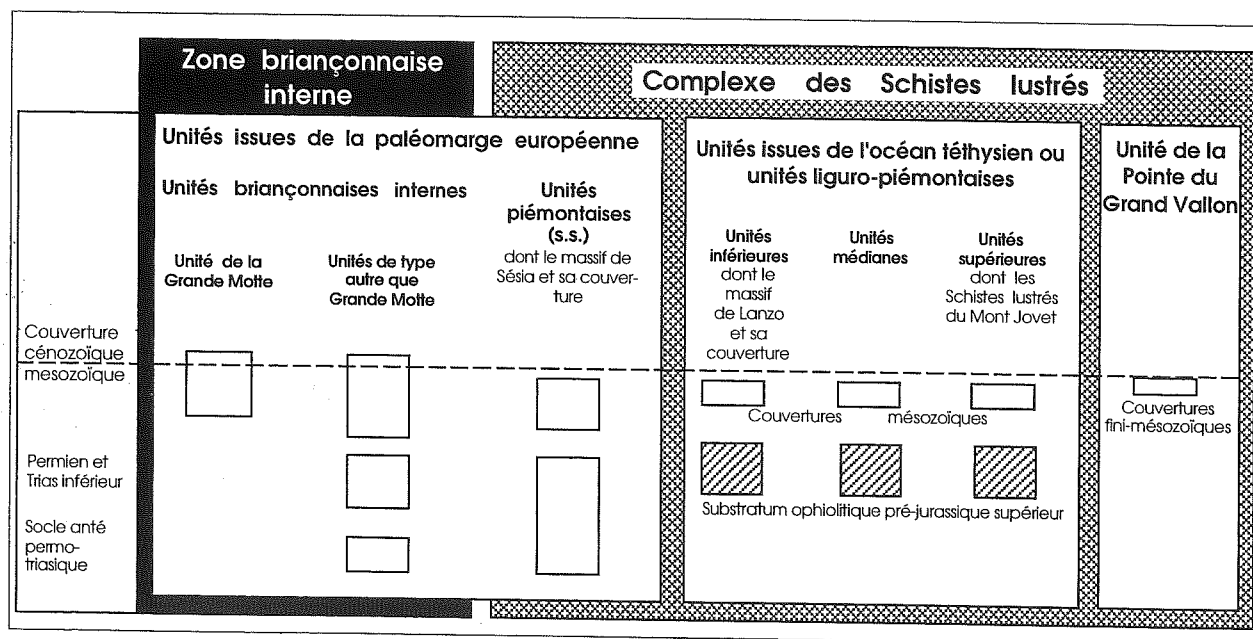


Fig. 146. – Schéma d'organisation des diverses unités de Schistes lustrés sur la transversale étudiée.

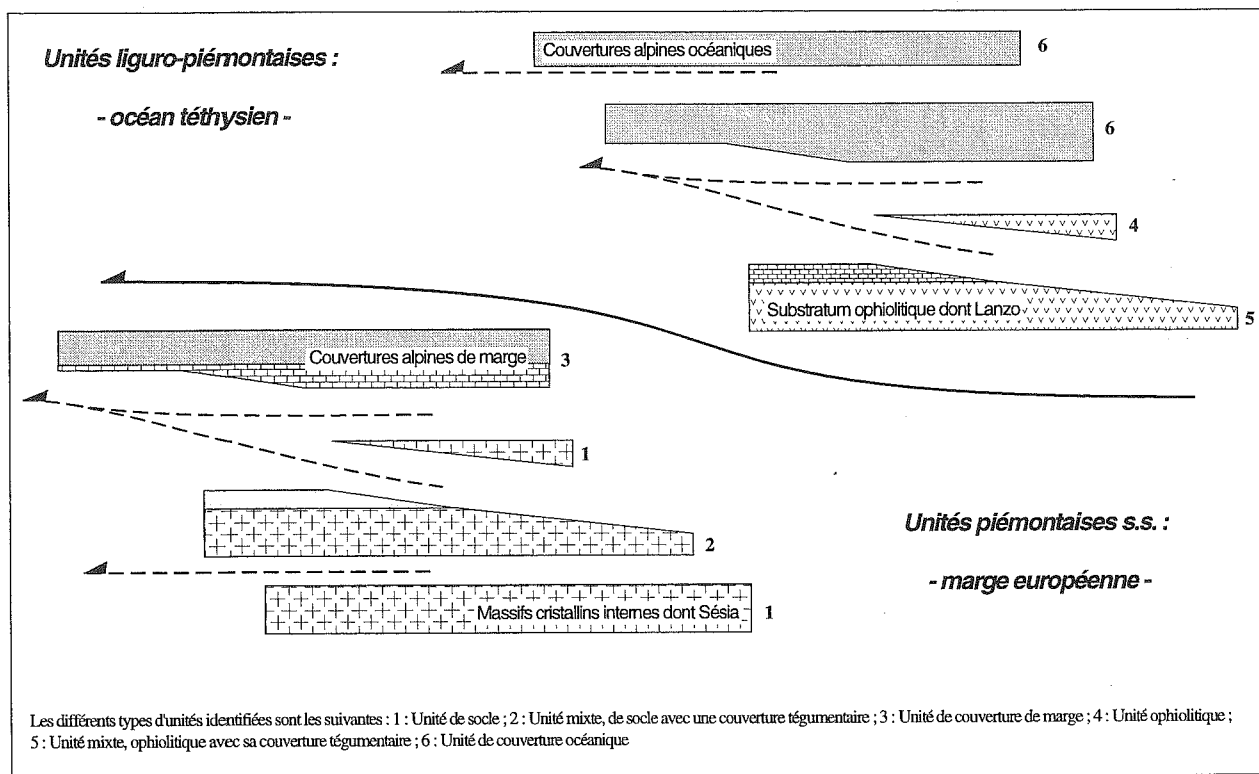


Fig. 147. – Schéma général de superposition tectonique des ensembles structuraux du complexe des Schistes lustrés dans les Alpes franco-italiennes du Nord.

Grand Paradis. Nous lui avons donc assigné, à l'alpin, une position piémontaise s.s.

* Le massif de Lanzo ensuite. Il forme quant à lui, la base, vraisemblablement stratigraphique, de Schistes lustrés tout à fait parallélisables avec ceux des unités liguro-piémontaises inférieures. Il participait donc de l'océan téthysien.

Dans les deux cas, les données sur le métamorphisme ne s'opposent pas à une telle conception.

* Les Schistes lustrés du Mont Jovet enfin. Ils comprennent un soubassement ultrabasique, tectoniquement réduit et des calcschistes à faciès généralement plus fins que ceux de la chaîne frontière. L'âge de ces Schistes lustrés n'a pu être déterminé. L'essentiel paraît bien Crétacé supérieur ; cependant, certaines alternances pourraient, pour partie au moins, appartenir au Crétacé inférieur à moyen.

Ils s'intègrent plutôt dans l'évolution des unités liguro-piémontaises supérieures.

1. 2. En ce qui concerne la zone valaisanne

* Outre les formations classiques qui le composent, le Flysch valaisan comprend aussi et à sa base, des successions de schistes et de calcschistes à blocs,

généralement d'épaisseur modeste, métrique à décamétrique.

On peut se poser la question de savoir si, certaines successions à blocs, initialement attribuées au Dogger sans preuves déterminantes, d'épaisseur beaucoup plus importante et parfois à blocs gigantesques, décamétriques à hectométriques, ne pourraient pas en fait faire partie intégrante du Flysch valaisan.

* Le Flysch valaisan repose stratigraphiquement sur les Roches vertes du Versoyen. Ces dernières sont formées par un ensemble sédimentaire, non daté, jurassique ou Crétacé ? (actuellement schisteux ou calcschisteux), recoupé par un complexe de sills volcaniques.

Ces roches vertes sont considérées comme le produit d'un magmatisme propre à la zone valaisanne, autochtone donc, et lié à une zone de croûte amincie ou à un rift intracontinental.

* Le Flysch valaisan est d'âge crétacé supérieur. Il est en effet nécessairement post Barrême-Aptien puisqu'il remanie des Orbitolinidés appartenant à cet intervalle. Il est en même temps anté-Crétacé supérieur terminal si l'on retient l'intervalle 60-70 Ma comme période du métamorphisme des Roches vertes [Schurch, 1987] et par extension, du Flysch qui les recouvre stratigraphiquement.

* Le modèle d'évolution retenu s'inspire de celui proposé par Stampfli en 1993, dans lequel la zone valaisanne apparaît comme un système dépendant de celui des Pyrénées, notamment de la zone nord-pyrénéenne.

1. 3. Les principaux repères

Nous déduisons des données précédentes, que la suture téthysienne, dans la région étudiée, est issue de l'évolution de deux domaines océanisés distincts, nés tous deux sans doute dans les mêmes conditions d'extension par décrochement.

- A l'Est ou vers l'Est - Sud-Est, il s'agit de l'océan téthysien. Ouvert à partir du Jurassique moyen-supérieur, son expansion se poursuit jusqu'à dans le Crétacé inférieur. Il séparera deux marges que l'on peut qualifier de passives et ne dépassera vraisemblablement jamais plus de cinquante kilomètres de large.

- A l'Ouest ou vers l'Ouest - Nord-Ouest, à l'intérieur de la marge européenne, c'est le rift valaisan. Il naît pendant la période du rifting téthysien mais ne conduira qu'à une océanisation, ou des océanisations, réduites dans l'espace d'une part et limitée dans le temps, sans doute au Crétacé inférieur, d'autre part.

De l'ensemble des étapes évolutives de la suture téthysienne trois nous paraissent essentielles.

1. 3. 1. L'étape du rifting. De la fin du Trias jusqu'au Dogger

* Les marges de l'océan sont préformées au cours de cette étape et une première paléogéographie alpine se met en place.

* Dans l'état actuel de nos connaissances, il est difficile de préciser l'origine structurale exacte et la position géographique des dislocations principales qui conduiront aux ouvertures océaniques. Nous supposons tout au plus (voir plus loin) que cette étape prolonge la période de désépaissement fini-paléozoïque et répond en même temps aux sollicitations tectoniques liées à la dislocation de la Pangée. Ainsi, dans ce cadre très général, nous pensons que là où la croûte était la plus épaisse, des dislocations se sont produites par inversion structurale ; en revanche, là où la croûte était la plus mince, un véritable rifting s'est développé par étirement latéral de la croûte et extension asymétrique. Nous tenterons plus loin de proposer un schéma des structures de l'édifice fini-varisque à la lumière des données récentes obtenues sur les matériaux des socles anté-alpins.

* Là où se produira le véritable rifting, c'est-à-dire à l'emplacement du futur océan téthysien, se produira aussi une remontée du manteau sous-continental et corrélativement des fusions partielles du matériel ultrabasique. La cristallisation des magmas obtenus, toujours en conditions sous-crustales et dans de petites chambres magmatiques très localisées, aurait donné naissance aux nombreux corps gabbroïques intrusifs connus dans les ultrabasites. En Queyras, l'âge de la mise

en place de tels ensembles a pu être daté de la fin du Trias [Carpena et Caby, 1984].

1. 3. 2. L'étape de l'ouverture et de l'individualisation du fond océanique de la branche liguro de la Téthys

Elle s'effectue à partir du Jurassique moyen. Les ajustements tectoniques induisent une sédimentation détritico-clastique ophiolitique qui vient sceller les structures du néofond océanique. L'âge des premières radiolarites sus-jacentes à ce fond est d'une manière générale limitée au Callovien-Kimméridgien.

Les marges de l'océan sont achevées. Au dépôt, en légère discordance de formations carbonatées, souvent bréchiques pendant le Dogger supérieur, succède une sédimentation pélagique qui se généralisera pendant le Malm et la base du Crétacé inférieur.

Du côté de l'Europe, toutes les futures unités Briançonnaises internes et piémontaises s.s. portent cette empreinte. Elles ne peuvent être différenciées à cette époque ; elles appartiennent à une même marge passive achevée.

Le point le plus remarquable de cette évolution demeure le développement généralisé, aussi bien sur la marge que dans l'océan, à la limite Jurassique-Crétacé, de calcaires, à grain très fin sur les marges et vraisemblablement aussi dans l'océan bien que nous ne puissions être totalement affirmatifs, les métamorphismes alpins ayant considérablement modifiés la texture de ces calcaires. Cet épisode estompe au moins momentanément la différence paléogéographique marge-océan.

Dans le domaine valaisan nous ne pouvons toutefois être aussi affirmatif, les trouvailles paléontologiques s'étant avérées vaines. On peut proposer tout au plus que c'est au cours de cette étape, sans doute pendant le Crétacé inférieur, que les Roches vertes du Versoyen se sont mises en place, localement, dans un bassin en pull-apart.

1. 3. 3. L'étape d'inversion tectonique

Elle intervient avec la fin du Crétacé inférieur. L'expansion téthysienne cesse et une puissante sédimentation de type flysch se développe dans un ou plusieurs bassins qui intéressent à la fois l'aire océanisée (futurs unités liguro-piémontaises) et l'extrême bordure de la marge européenne (futurs unités piémontaises s.s.).

Dans le domaine valaisan, le bassin du Flysch va se combler progressivement, sans doute toujours en condition de transcurrence.

L'enfouissement va prolonger la période de fermeture et conduire à la genèse des assemblages HP-BT qui dans

les deux domaines appartiennent à des intervalles de pression et de températures assez similaires : $10 < P < 15 \text{ Kb}$ et $450 < T < 550^\circ\text{C}$. L'âge de ces assemblages apparaît toutefois plus ancien relativement, au niveau de la suture téthysienne.

Un tel dispositif, à deux plans de subduction sub-contemporains, demeure assez difficile à comprendre et ce d'autant plus qu'un volcanisme intraplaque alcalin sensiblement de même âge a été décrit entre ces deux zones de convergence (métabasaltites du domaine briançonnais interne [Deville, 1990]). Les données métamorphiques et radiochronologiques nous contraignent cependant à un tel schéma.

2. – LE CADRE GÉOTECTONIQUE DE L'ÉVOLUTION PROPOSÉE

La cinématique des plaques au Jurassique et au Crétacé de l'ouest européen fournit le cadre géotectonique de l'évolution proposée. Les principales étapes décrites ci-dessus s'intègrent en effet dans le cadre cohérent du mouvement des masses continentales du domaine ouest européen proposé par exemple par Olivet *et al.*, dès 1981.

Lemoine [in Boillot *et al.*, 1984], ou Lagabrielle [1987] notamment pour la Téthys ligure, ou bien Ricou *et al.* [1985] et Dercourt *et al.* [1986, 1993] plus généralement, montrent que ce qui commande l'évolution du secteur qui nous intéresse, ce sont les mouvements relatifs de l'Afrique, de l'Ibérie et de l'Europe, c'est-à-dire en définitive les ouvertures progressives de l'Atlantique central puis de l'Atlantique sud.

Dans des articles récents, Stampfli [1993] et Stampfli et Marchant [1995] adoptent ce point de vue mais reprennent l'analyse des anomalies magnétiques de l'Atlantique, modifient quelque peu la position des diverses masses continentales définies par Dercourt *et al.*, et proposent une vision assez renouvelée de l'évolution des plaques, ibérique et apulienne notamment qui nous intéressent plus particulièrement (fig. 5 dans Stampfli et Marchant, 1995).

L'originalité de ce travail tient au fait que le domaine briançonnais est raccordé à la paléoplaque ibérique. Très schématiquement, cette dernière appartiendrait à une lanière crustale, évoluant dès la base du Jurassique entre, d'une part, une fracture transcurrente au Nord, qui l'isolerait de l'essentiel des masses continentales européennes et, d'autre part, la branche océanique reliant la téthys ligure à l'océan atlantique au Sud, qui l'isolerait de l'Afrique-Apulie.

3. – DISCUSSION

Le modèle d'évolution proposé par Stampfli et ses collaborateurs offre indiscutablement un cadre cohérent

de raisonnement. Des lois générales sont énoncées, par exemple celle stipulant que, mécaniquement, il est impossible que plusieurs océans se soient ouverts simultanément au travers de la néocroûte fini-varisque. Des schémas en plans de la répartition et de l'organisation des matériaux des diverses unités lithostructurales sont présentés ; enfin, l'évolution temporelle du dispositif apparaît bien à l'aide de diverses coupes.

Si le schéma général nous séduit, une autre répartition des ensembles lithostructuraux nous paraît plus conforme aux données de terrain que nous avons obtenues. Deux exemples nous semblent mériter une attention particulière.

Il s'agit tout d'abord des unités incluant respectivement les massifs de Dora Maira, du Grand Paradis et de Sesia. Nous avons noté qu'à présent l'unanimité sur le regroupement de ces massifs en un seul ensemble est faite [cf. aussi les travaux de Polino *et al.*, 1990]. Nous l'avons proposé en 1986 avec Deville sur la base de données lithologiques comparatives. D'autres avant nous l'avaient fait à partir de données plus générales [Aubouin *et al.*, 1977]. Cependant, nous ne souscrivons pas à la position assignée à cet ensemble. La plupart des schémas montrent ces massifs en position frontale de la paléoplaque adriatique. Et, généralement, aucune discussion sur la nature de la couverture alpine de ces massifs ne vient étayer l'adoption du dispositif proposé. Dans les schémas de Polino *et al.* [1990], les couvertures alpines sont décrites comme toutes décollées et non utilisables comme repères anté-compression alpine. Et la seule référence qui autorise les auteurs à placer ces massifs en bordure de la paléoplaque adriatique concerne des travaux portant sur des pollens [Pantic et Felber, 1983]. Nos recherches contredisent au moins en partie cette dernière affirmation et nous confortent dans l'idée que ces couvertures témoignent d'une unicité d'évolution qui peut être intégrée dans celle bien établie du domaine briançonnais. Pour nous, ces différents massifs participent de la bordure de la paléoplaque européenne.

Il s'agit ensuite de ce que l'on appelle la zone du Canavese. Dans les modèles proposés par Stampfli *et al.*, ou Polino *et al.*, la signification lithostructurale donnée à cette zone n'est pas précisée. Les travaux de Baggio [1963 et 1965], de Elter *et al.* [1966], d'Aubouin *et al.* [1977] et de Wozniak [1977], ont cependant montré qu'il était nécessaire de séparer divers types de matériaux au sein de cette zone. Pouvaient être rencontrés effectivement, à l'intérieur des divers panneaux faillés qui constituent généralement la zone du Canavese, des matériaux issus de l'ancien domaine océanique alpin, les uns fortement métamorphiques, les autres beaucoup moins, et des matériaux attribuables en définitive non pas à une seule zone particulière mais au domaine plus général lombard.

En définitive nous adoptons le même cadre général mais c'est une autre image de départ qui nous servira pour définir un modèle d'évolution du secteur étudié.

4. – UN MODÈLE D'ÉVOLUTION DE LA SUTURE TÉTHYSIENNE DANS LA RÉGION ÉTUDIÉE

Les choix effectués en ce qui concerne les attributions palinspastiques des divers ensembles structuraux ainsi que l'état actuel de la chaîne sont résumés sur les figures suivantes : 32, 110, 113 et 135, ainsi que sur les planches hors-texte 2 et 6.

A l'opposé, nous résumons l'état initial fini-varisque du secteur étudié à l'aide des figures 148 a et 149 a et b.

- Cet état est largement spéculatif, tant les données nécessaires à la définition précise de cet état manquent. En effet, la plupart des socles de la paléomarge européenne ont été étudiés en vue de la reconstitution de leur histoire alpine mais pratiquement pas en ce qui concerne leur signification et surtout leur histoire hercynienne ;

- Des données que nous possédons, il apparaît que l'évolution générale de ces socles s'intègre dans le même cadre que celui défini dans les massifs de la zone interne du segment hercynien de l'Europe moyenne ou zone ligéro-moldanubienne [Matte, 1986]. Les principaux caractères de ce segment peuvent se résumer très

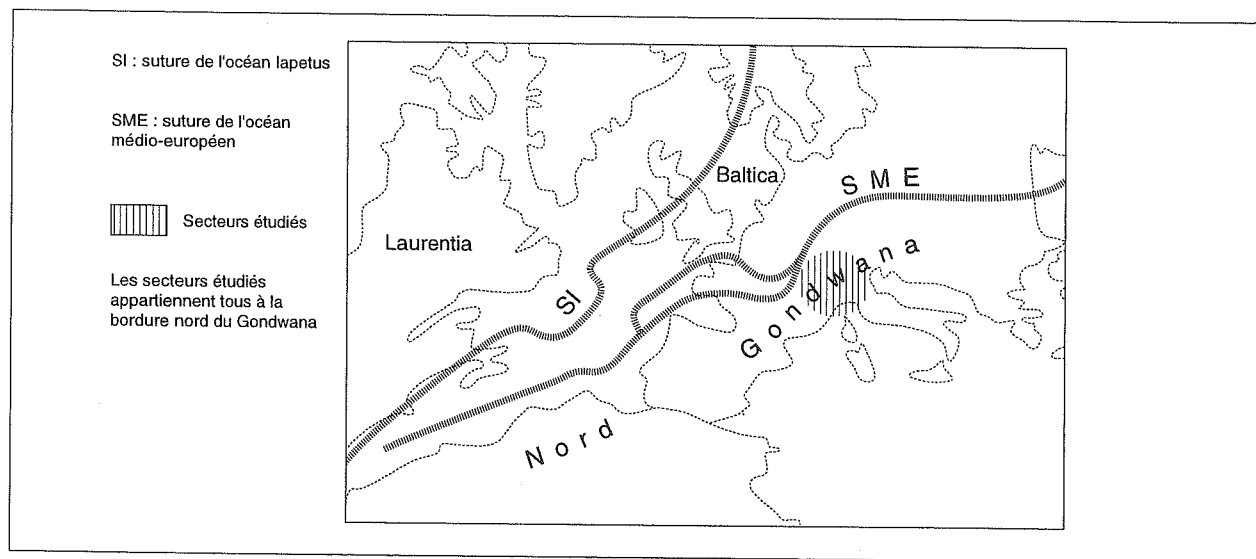


FIG. 148 a. – Eléments de la Pangée fini-paléozoïque [d'après Bullard *et al.*, 1965 ; Paris et Robardet, 1993 ; Robardet *et al.* 1993].

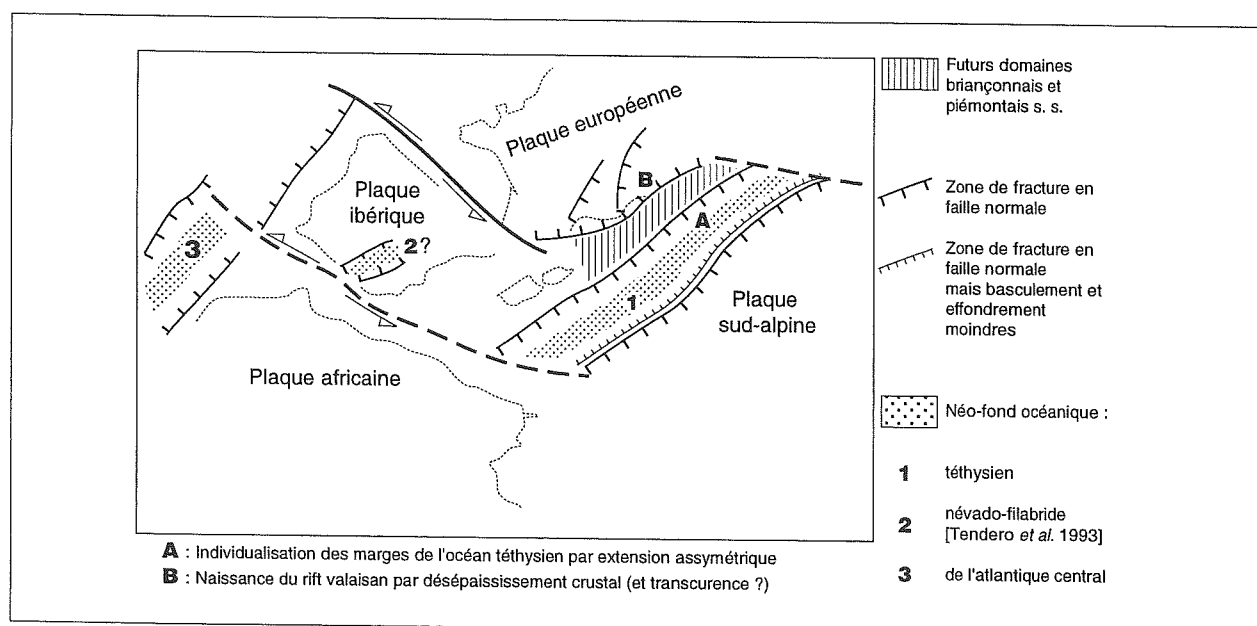


FIG. 148 b. – Etapes du rifting téthysien dans un contexte transcurent [d'après Lemoine, 1980 ; Dercourt *et al.*, 1985 ; Debeltmas et Sandulescu, 1987 et Stampfli, 1993].

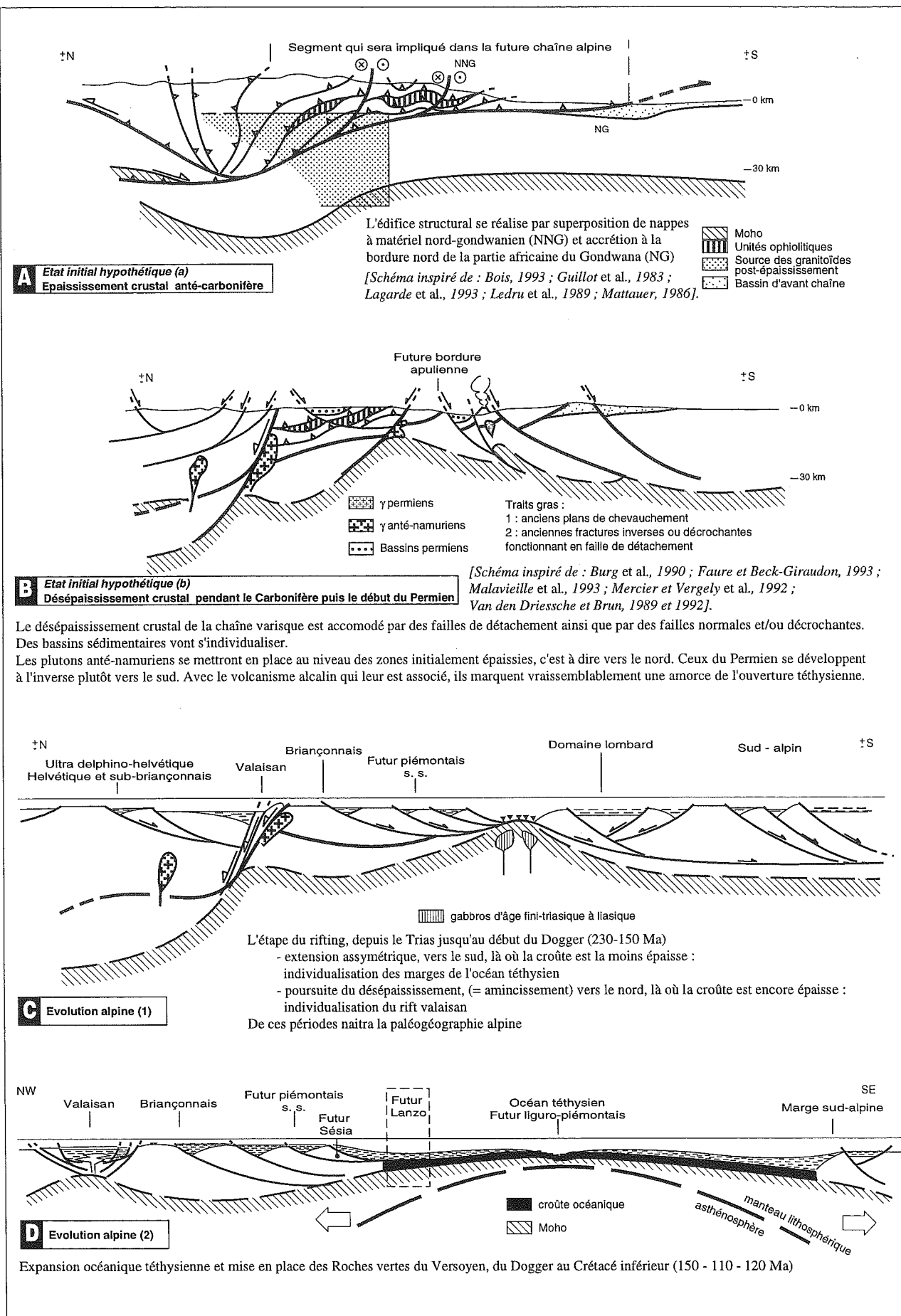
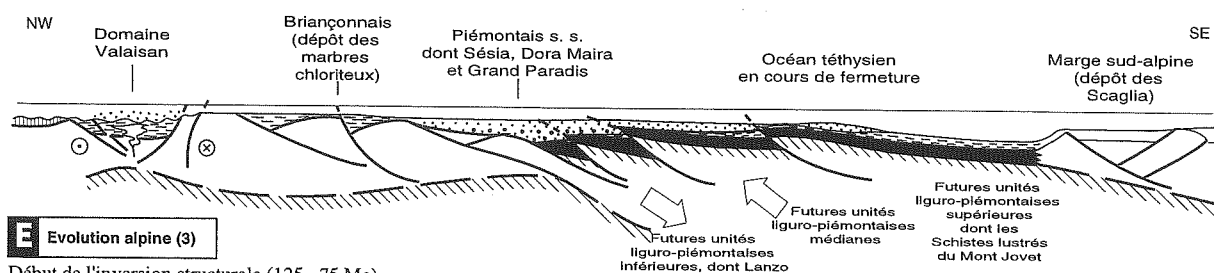


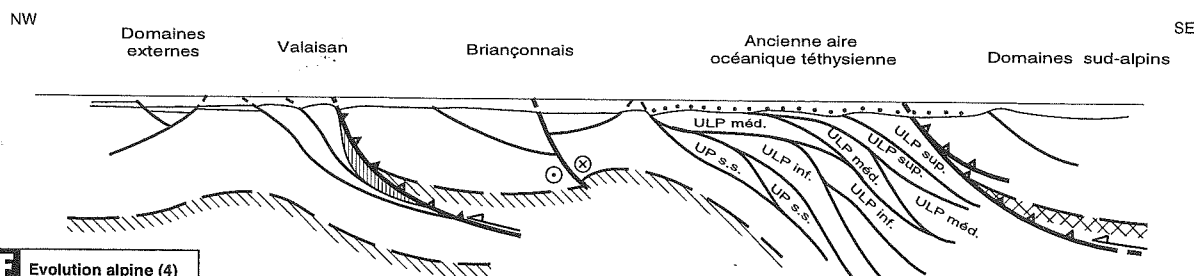
FIG. 149. – Les étapes de l'évolution structurale du secteur étudié.



E Evolution alpine (3)

Début de l'inversion structurale (125 - 75 Ma)

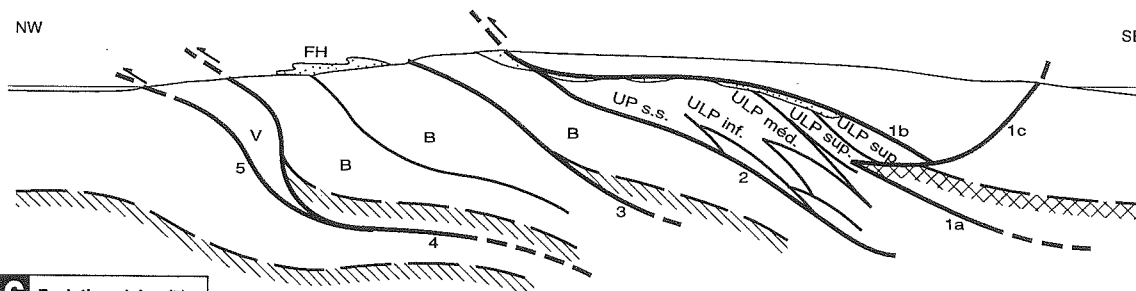
- l'océan téthysien va se fermer.
- Dépôt de l'essentiel des Schistes lustrés (formations synorogéniques néocrétacées) ;
- Genèse des premiers assemblages métamorphiques HP - BT (métamorphisme éoalpin)
- le bassin valaisan se comble - dépôt du Flysch valaisan- et va se fermer par transcurrence



F Evolution alpine (4)

Saturation des domaines océanisés (75 - 40 Ma)

- Les derniers "Schistes lustrés" qui se déposent sont ceux de la Pointe du Grand Vallon (Deville, 1986 et 1990). Dépourvus de clastes ophiolitiques, ils soulignent la fermeture de l'aire téthysienne. Ils représentent un équivalent en faciès et en âge du flysch à Helminthoïdes.
- Poursuite du développement des assemblages HP - BT.
- Le bassin valaisan va aussi se fermer. Des assemblages HP - BT vont aussi se développer. Ils seront remarquables surtout dans les Roches vertes du Versoyen.
- Dans le domaine briançonnais, un volcanisme anorogénique intraplaque se développe. Des tufs apparaissent en effet au sein de la formation des Marbres Chloriteux [Deville, 1987].

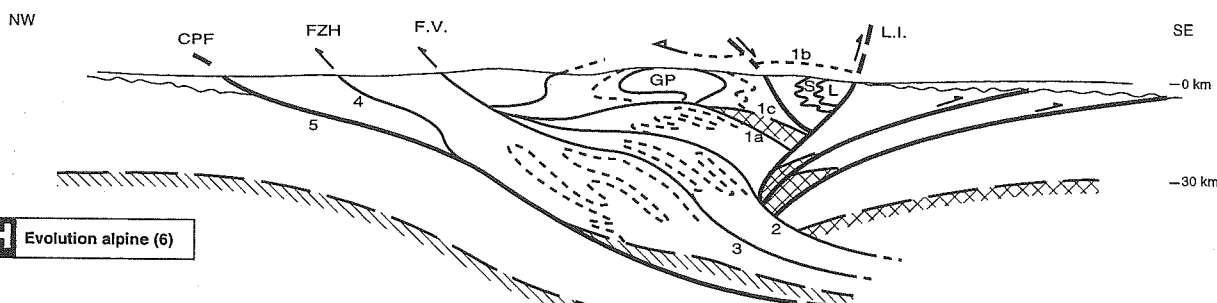


G Evolution alpine (5)

Accrétion par charriage, sur le briançonnais, des matériaux de la (ou des) première ceinture métamorphique.

Début de l'épaississement et de l'orogénèse ; Métamorphisme "alpin"

B : Briançonnais ; UP s.s. : Unités piémontaises s.s. ; ULP : Unités liguro-piémontaises (inf. : inférieures, méd. : médianes, sup. : supérieures) ; FH : Flysch à Helminthoïdes et équivalents ; V : Valaisan ; 1a, 1b, 1c, 2, 3, 4, 5 : contacts majeurs repérés (voir fig. 149 H)



H Evolution alpine (6)

Serrage final, de 38 Ma vers l'état actuel

- Début du désépaississement

GP : Grand Paradis ; L : Lanzo ; S : Sésia ; L.I. : Ligne insubrienne ; CPF : Chevauchement pennique frontal ; FZH : Front de la zone houillère ; FV : Front de la Vanoise

schématiquement ainsi [Guillot *et al.*, 1983 ; Ledru *et al.*, 1989] ;

- la tectonisation et le métamorphisme sont calés entre 430-400 et 340 Ma ;

- l'épisode métamorphique principal est de type Barrowien ;

- l'édifice de nappes se réalise par superposition de quatre unités majeures, dont deux nappes de gneiss, complexes, la nappe inférieure comportant des matériaux ophiolitiques ;

- la vergence des structures est vers le Sud ;

- la majorité des granitoïdes est d'âge carbonifère à tardi-carbonifère, et se met en place dans l'intervalle 340-270 Ma [Lagarde *et al.*, 1993, avec références].

Les données récentes de Robardet *et al* [1993], sur la paléogéographie de l'Europe occidentale, de l'Ordovicien au Dévonien, montrent que les matériaux de ce segment appartiennent tous, au Paléozoïque inférieur, à la bordure nord de la partie africaine du Gondwana. Au Paléozoïque supérieur, la chaîne connaît un désépaississement crustal. L'écroulement gravitaire de la chaîne est accomodé par des fractures ductiles normales et/ou décrochantes. En particulier, au Carbonifère et au Stéphanio-Permien, se mettent en place, simultanément, des bassins sédimentaires et des dômes gneissiques [Van Den

Driessche et Brun, 1989 et 1992 ; Burg *et al.*, 1990 et 1994 : Faure et Becq-Giraudon, 1993 par exemple].

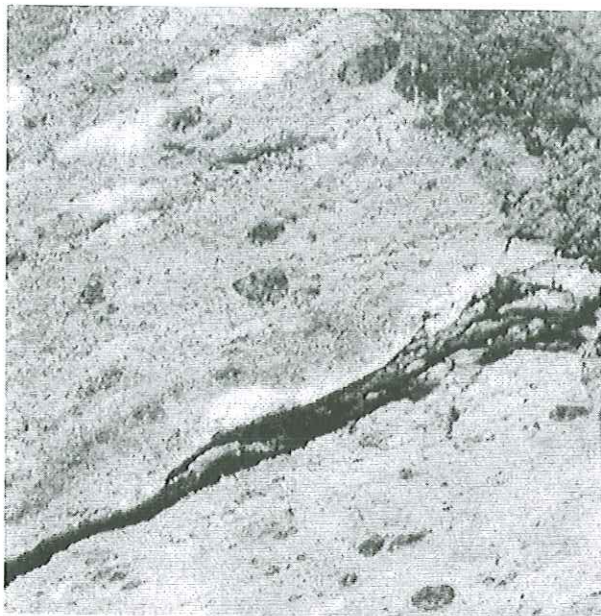
De ces quelques lignes, il s'ensuit que l'océan téthysien, tout comme le domaine valaisan, se sont ouverts à l'intérieur des masses continentales de Gondwana ou dans l'édifice de nappes accréte au Gondwana. Dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible de positionner vraiment ces structures d'extension par rapport à la racine crustale de la chaîne hercynienne.

Tout au plus pouvons-nous proposer les repères suivants :

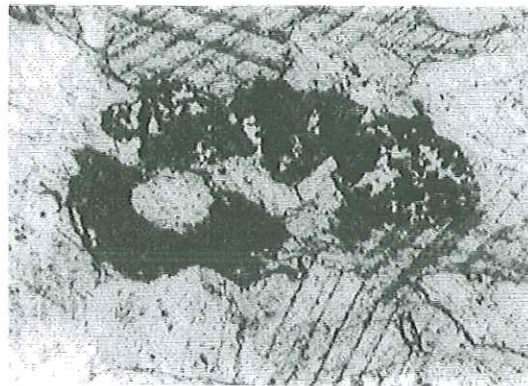
- dans la chaîne actuelle, la répartition des plutons granitiques anté-alpins incite à rechercher l'ouverture téthysienne principale à l'avant de cette racine crustale, c'est-à-dire vers le Sud si la vergence des structures est vers le Sud ;

- le domaine valaisan pourrait alors, quant à lui, s'individualiser à l'intérieur de l'ancien édifice hercynien, en réutilisant par exemple un ou des accidents normaux et/ou transcurants fini-hercyniens.

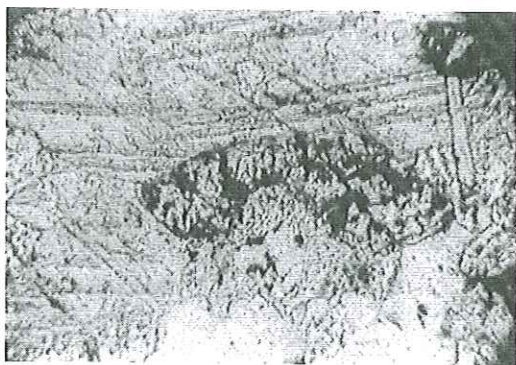
Entre un état initial relativement hypothétique et l'état actuel, les étapes intermédiaires de l'évolution du secteur étudié peuvent être résumées à l'aide des schémas commentés des figures 148 et 149.

Annexe 1 ; Photos 1 à 5, *Unités piémontaises s.s.*

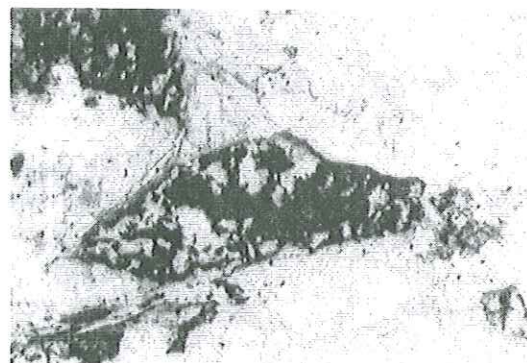
Ph. 1. — Les marbres gris bleu de la formation 2, ponctués de taches centimétriques bleutées (galets calcaires ou calices de polypiers?). Attribués à la fin du Dogger ou au début du Malm.



Ph. 2. — *Whiteinella* sp. ?, taille 500 μ env. base du Crétacé supérieur, coupe de Crotte (lame G 157 F), cliché M. Marthaller.

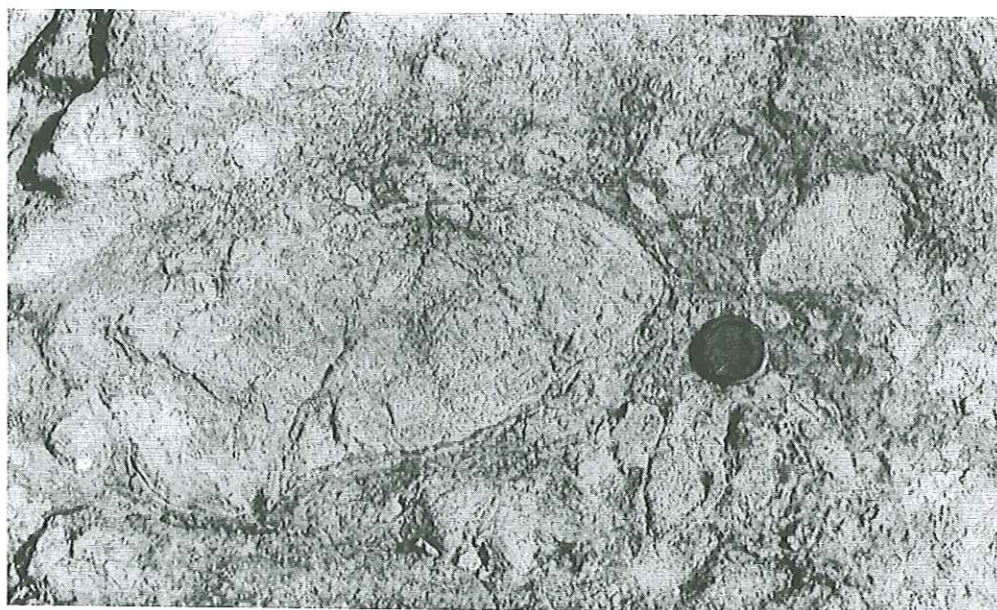


Ph. 3. — *Marginotruncana* sp. ?, taille 600 μ env. Turonien supérieur-Coniacien ?, coupe de Foresto, chemin de Maisonnettes, alt 610 m. (lame G 158 B), cliché M. Marthaller.



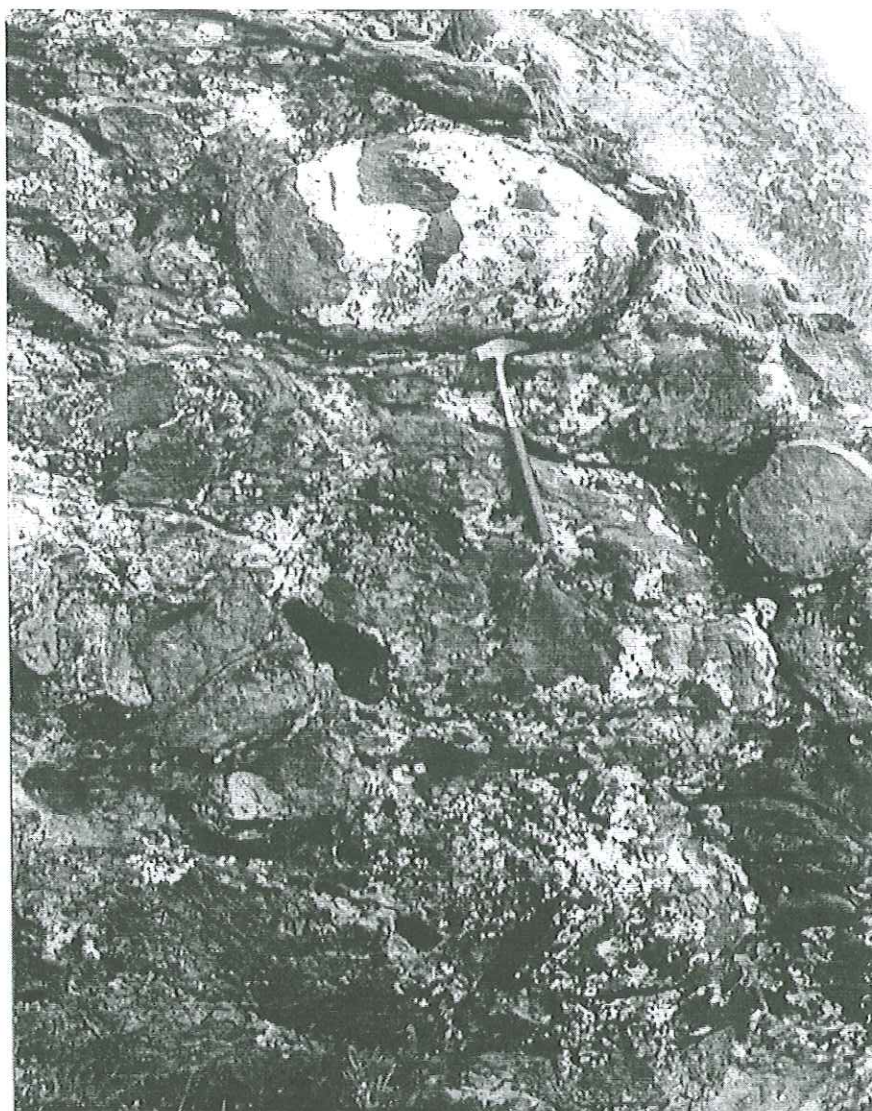
Ph. 4. — Foraminifère planctonique monocaréné, taille 350 μ env. base du Crétacé supérieur, coupe de Foresto, même niveau que la lame G 158 B (lame 4 A), cliché M. Marthaller.

Ph. 5. — Eléments de diabase dans les metabasites stratiformes de la Madonna dell'Ecova, près d'Urbiano.



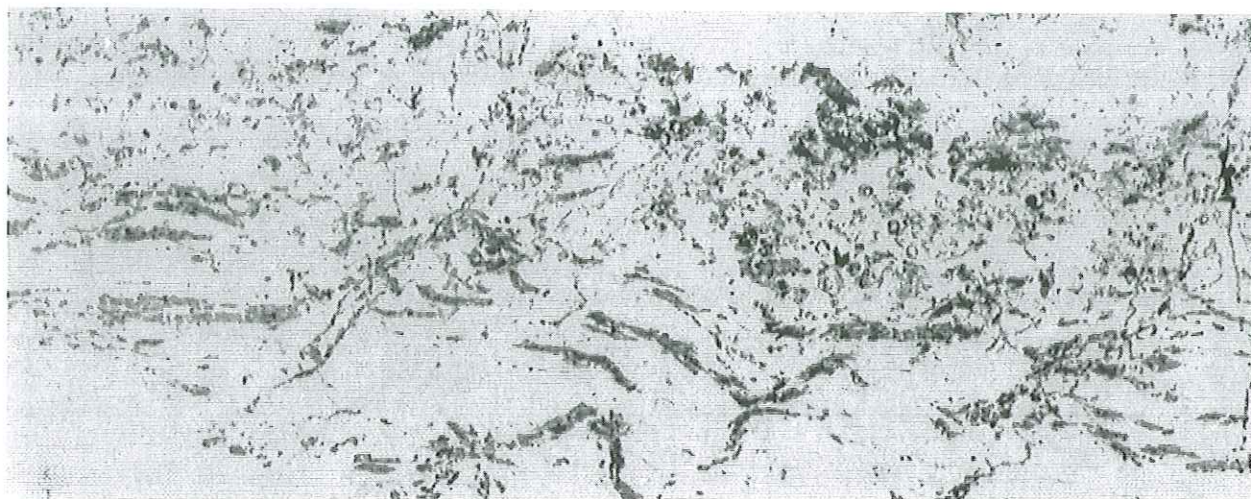
Annexe 1 ; Photos 6 à 10, *Unités liguro-piémontaises inférieures*

Ph. 6. — Alternance de quartzites clairs et de niveaux siliceux impurs à actinotes, dans la coupe du Piccolo Monte Turlo (fig. 44).
Unité Ciamarella - Gran Uia.



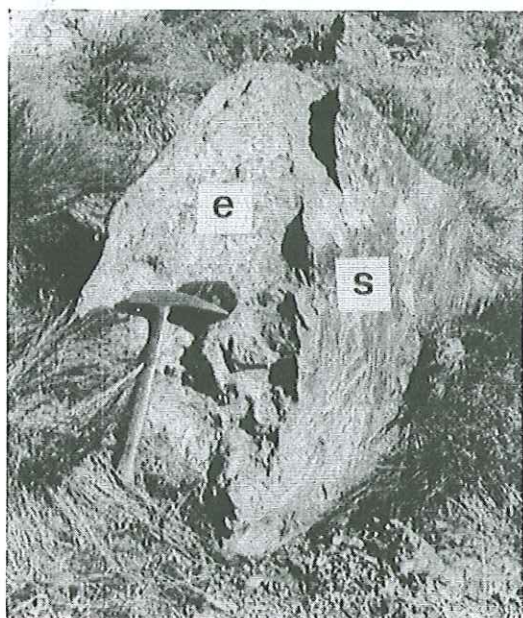
Ph. 7. — Eléments de laves en coussins dans les metabasites du point coté 2641 m (entre le Colle delle Coupe et le Passo Coupe Trape).
Unité Ciamarella - Gran Uia.

Annexe 1 ; Photos 6 à 10, Unités liguro-piémontaises inférieures



Ph. 8. — Baguettes et aiguilles de piémontite alignées parallèlement aux axes de plis E-W et déformées en microplis dissymétriques synchrones d'une schistosité de strain slip (lame mince E 119).

Unité Ciamarella - Gran Uia.

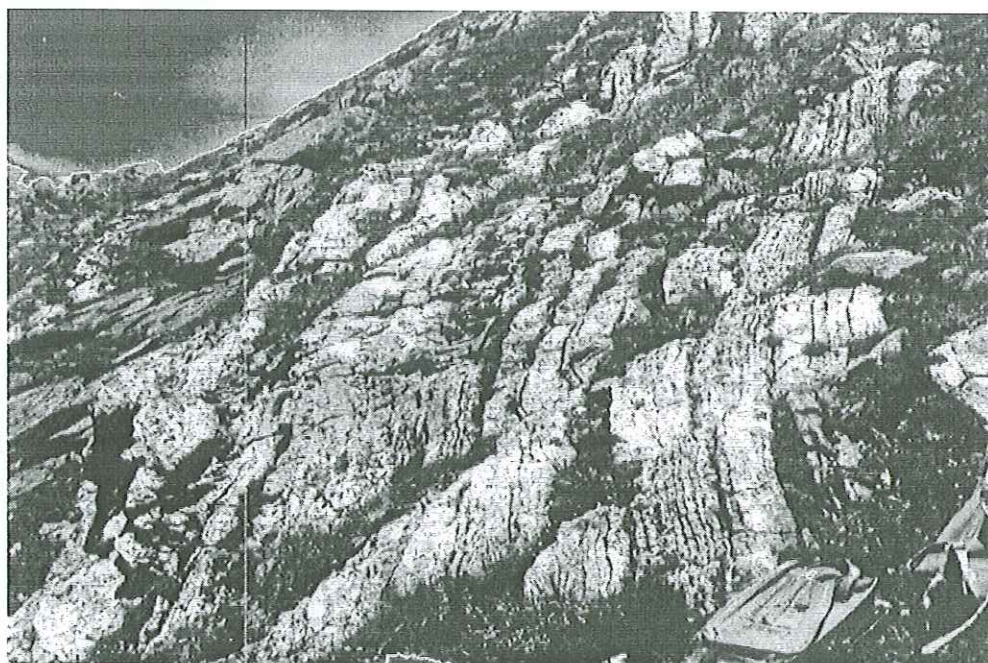


Ph. 9. — Boudin éclogitique (e) et sa gaine de mylonites de serpentine (S).

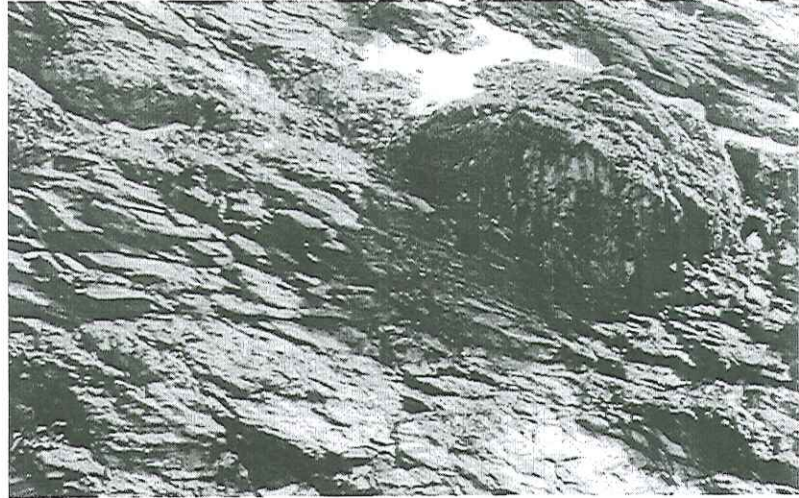
Coupe du refuge d'avérole (fig. 52, p. 72).
Unité d'Avérole.

Ph. 10. — Aspect des alternances quartzites - marbres rouges dans la coupe d'Entre Deux Ris (fig. 54, p. 74).

Unité d'Avérole.



Annexe I ; Photos 11 à 14, Unités liguro-piémontaises médianes



Ph. 11. — Olistolite de serpentinites enchassé dans les calcschistes et les marbres de la formation du Pis (haut ruisseau de la Valletta et ruisseau des Favres). Unité du Charbonnel.



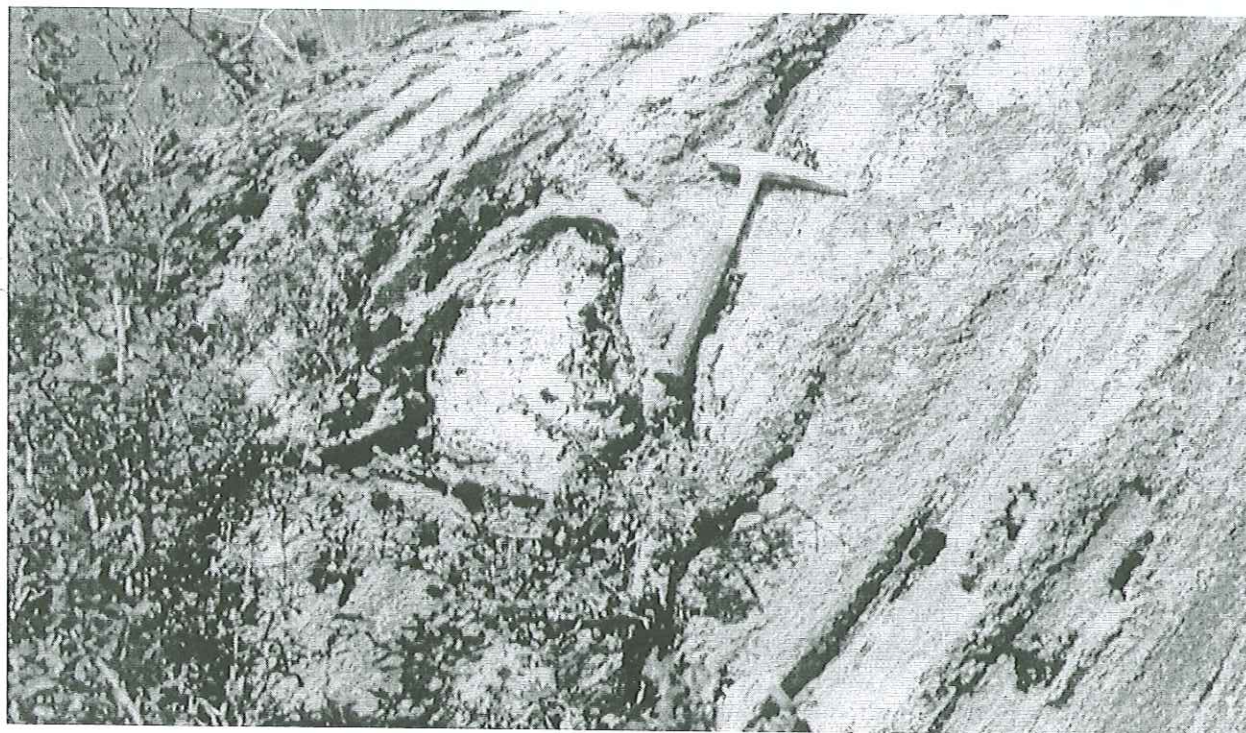
Ph. 12. — Panorama de la rive gauche du torrent de la Cenischia, face à Venaus. Le matériel de l'unité San Giuseppe - Venaus participe à un pli couché plurikilométrique dont certains éléments ont été soulignés sur la photo.

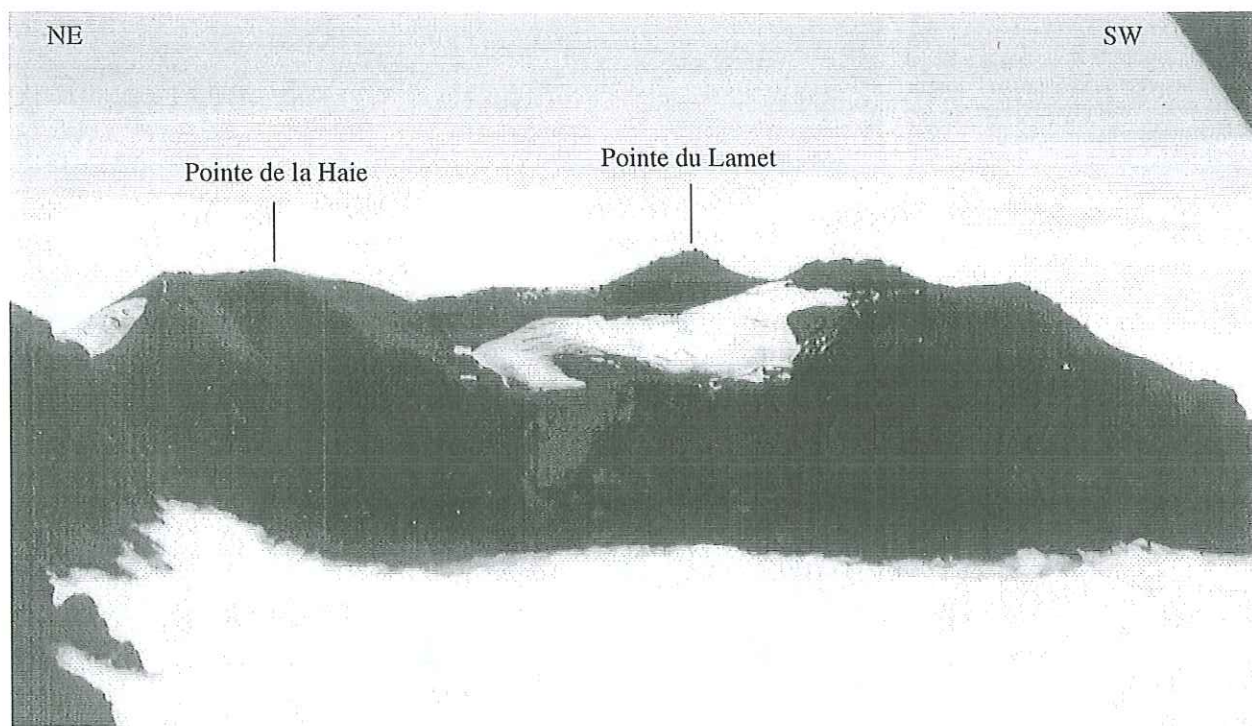
Annexe 1 ; Photos 11 à 14, *Unités liguro-piémontaises médianes*

Ph. 13. — Détail d'une charnière de pli couché, d'axe proche de E-W, dans le matériel paragneissique et quartzitique de l'unité de San Giuseppe-Venaus (vue prise à l'aplomb des trois pylones haute-tension).

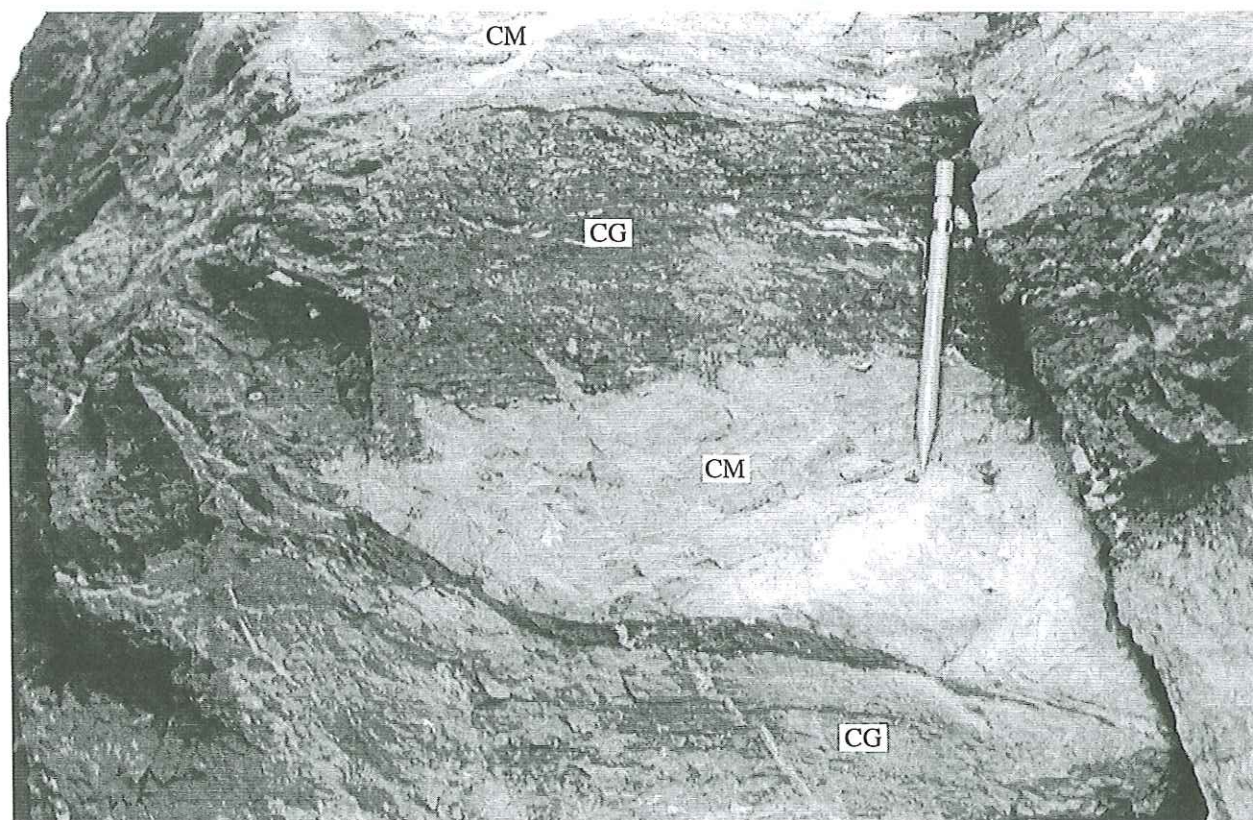


Ph. 14. — Élément dolomitique dans la séquence des calcschistes à paragneiss et quartzites de l'unité de San Giuseppe-Venaus.



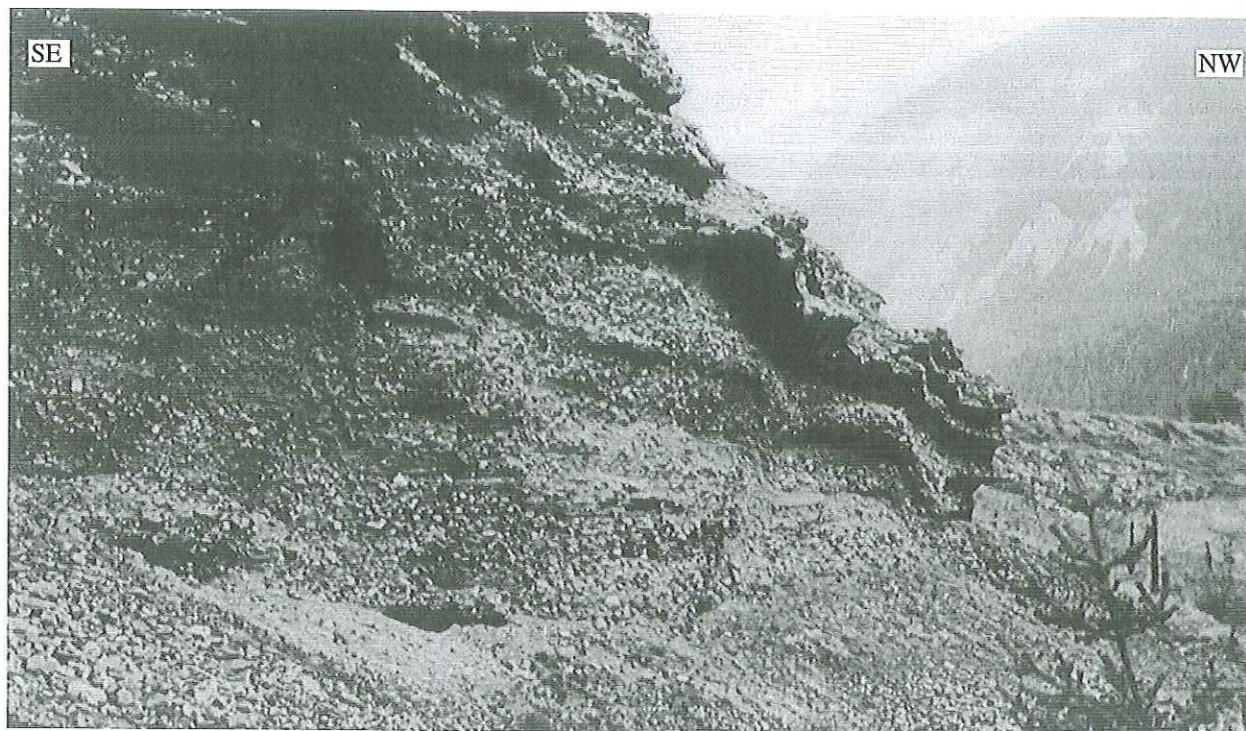
Annexe 1 ; Photos 15 et 16, *Unité liguro-piémontaise supérieure de la Pointe du Lamet*

Ph. 15. — La Pointe du Lamet (3504 m) et une partie de la ligne de crête Pointe du Lamet-Pointe de la Haie. La dépression au premier plan borde à l'Est la retenue du Mont Cenis.

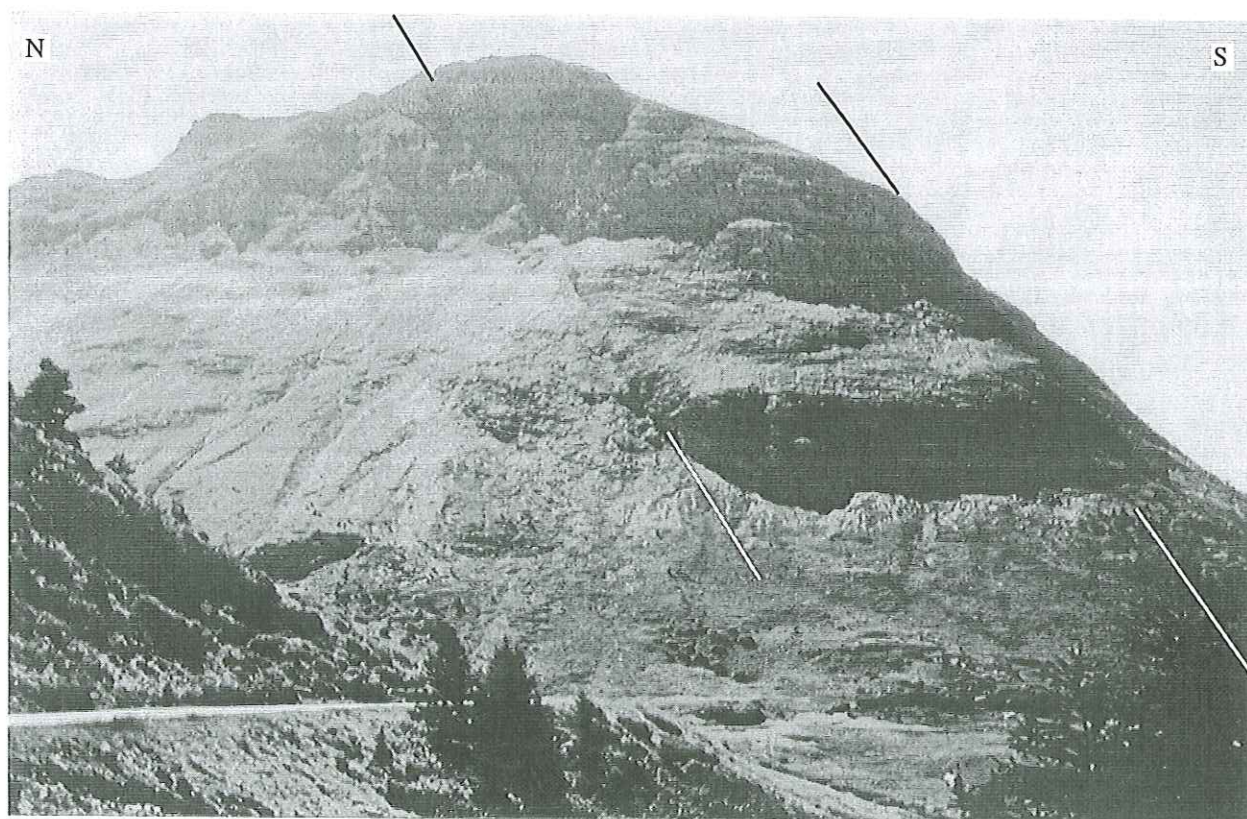


Ph. 16. — Détail de l'alternance des lits de calcaires micritiques (CM) et de calcaires gréseux roux (CG) de la Pointe du Lamet.

Annexe 1 ; Photos 17 et 18

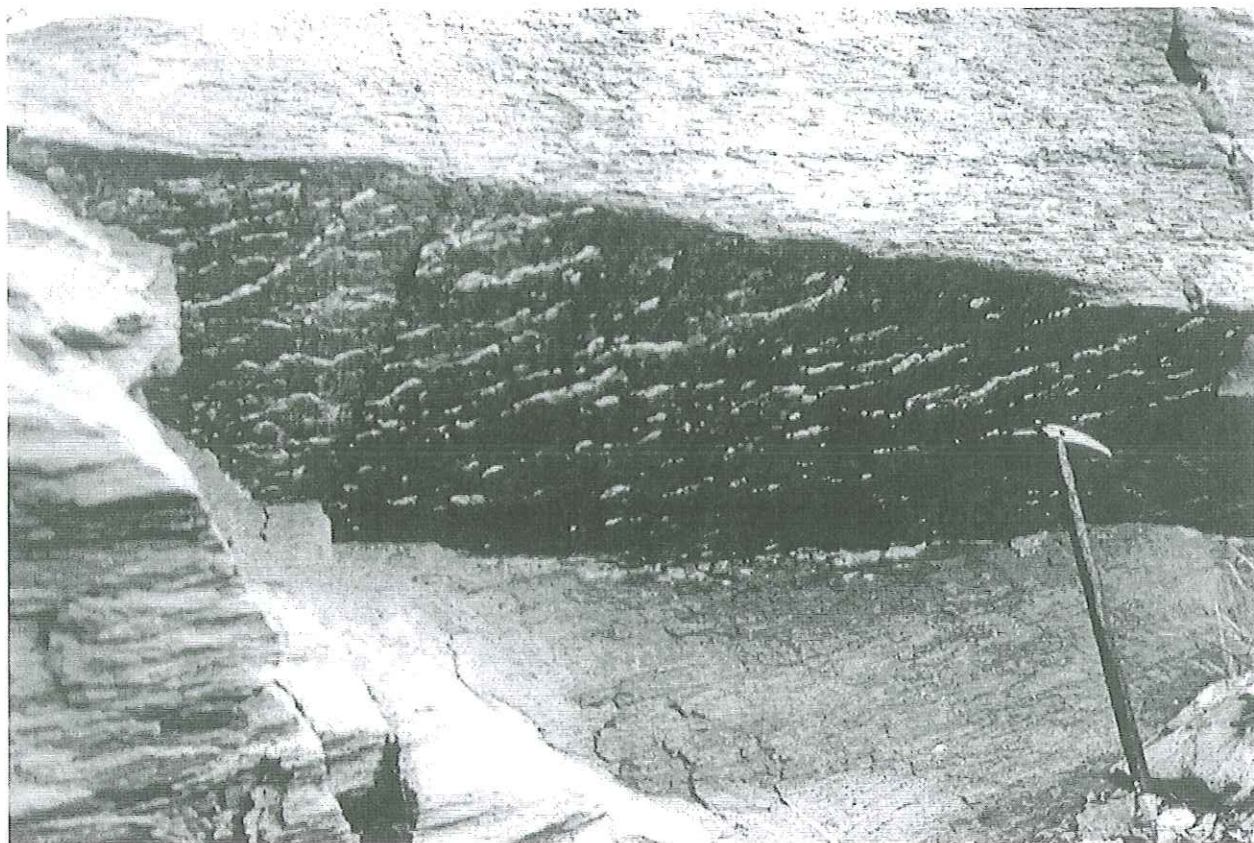


Ph. 17. — Plis décimétriques, sub-parallèles à la vallée actuelle de l'Arc, à vergence vers l'Est, dans les alluvions interglaciaires du hameau du Vernay (Bramans).



Ph. 18. — Les fractures du massif de la Turra de Lanslebourg, vues de la RN 6 (cf. fig. 82, p. 125).

Annexe 1 ; Photos 19 et 20

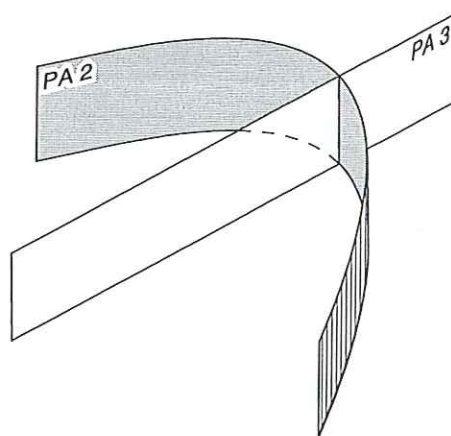


Ph. 19. — Les fractures à stries de calcite observables dans les calcschistes du complexe des Schistes lustrés, 100 m environ au dessus du contact Le Planay - Gran Scala - Venaus (cf. fig 87, p. 130).

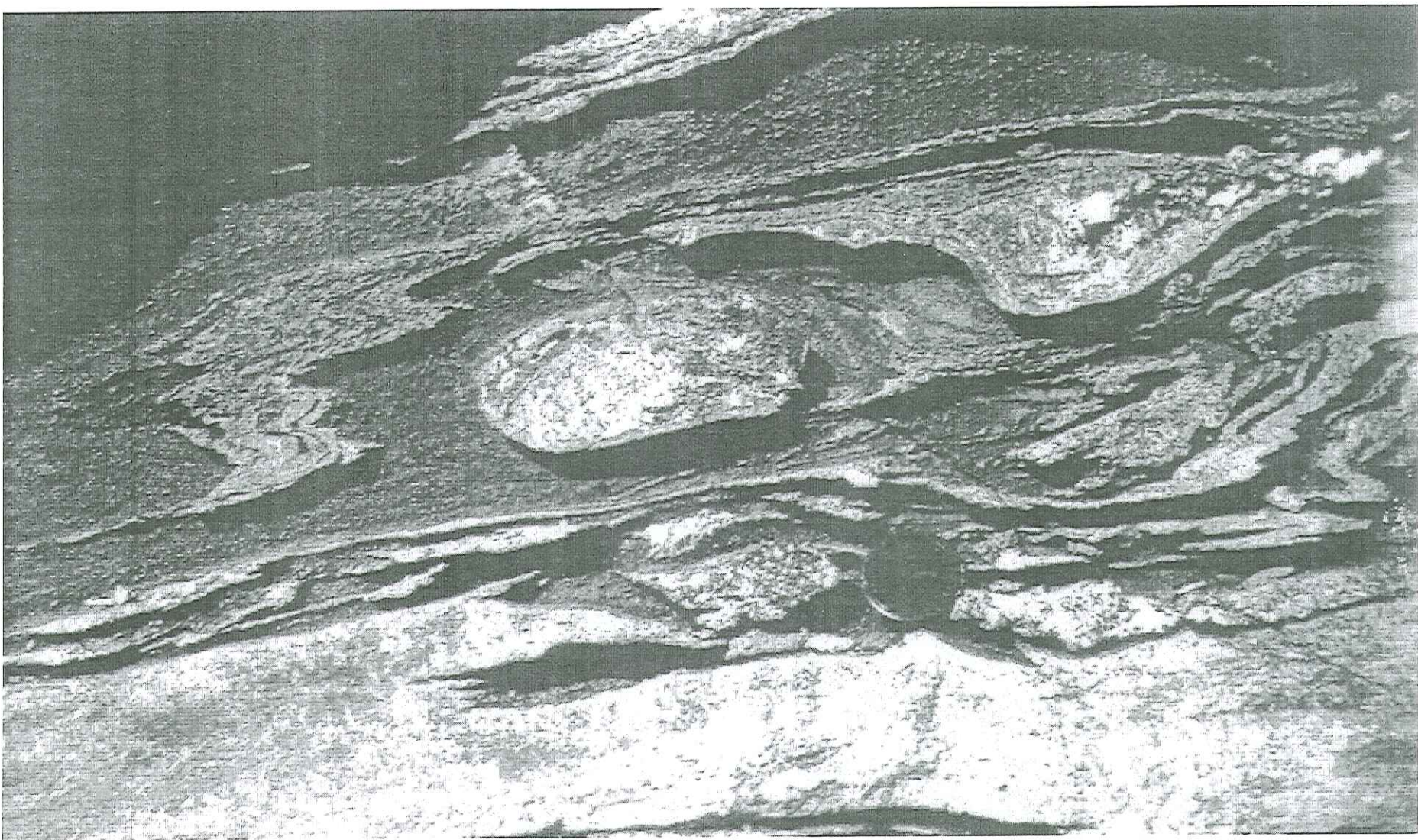


Ph. 20. — Les fractures à stries de calcite observables dans les calcschistes du complexe des Schistes lustrés, 100 m environ au-dessus du contact Le Planay - Gran Scala - Venaus (cf. fig. 87, p. 130).

Annexe 1 ; Photo 21



Ph. 21. — Interférences de plis dans le matériel des unités liguro-piémontaises inférieures, près du refuge Albo Gastaldi (cf. fig. 100, cartouche C, p. 145). Les plans axiaux PA 2 et PA 3 se repèrent nettement sur la photo.



Ph. 22. — Aspect de la structure du matériel des unités liguro-piémontaises inférieures le long du sentier joignant les refuges Albo Gastaldi et Cibrario. Les structures en forme d'oeil signalent des plis en fourreau.

W

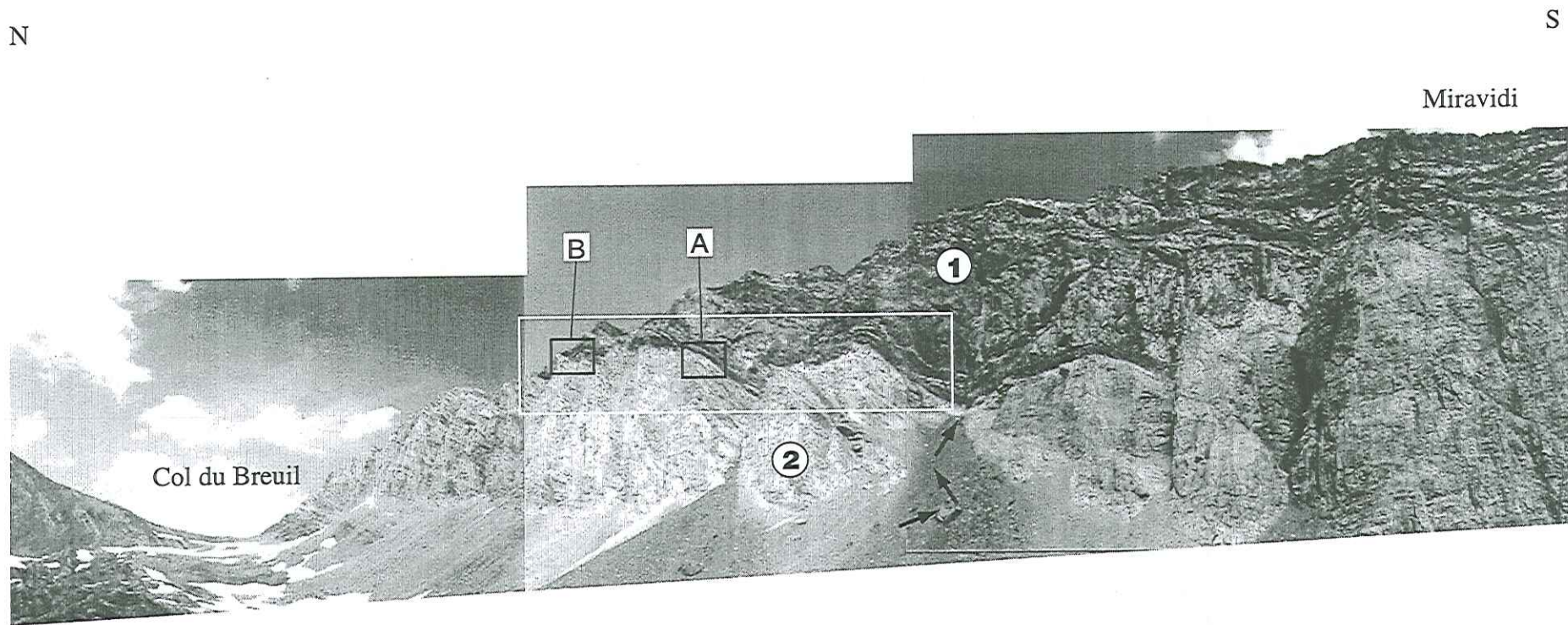
E



S. FUDRAL

Annexe I ; Photo 23

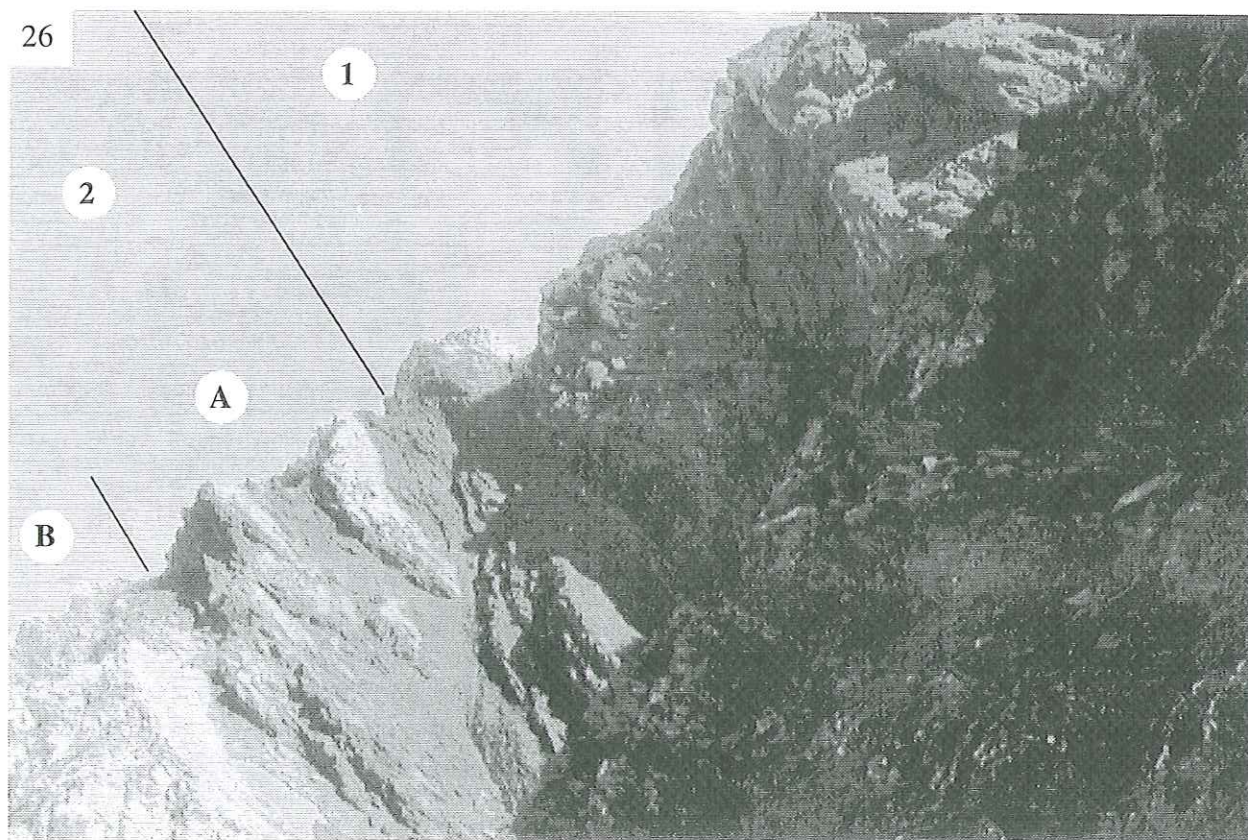
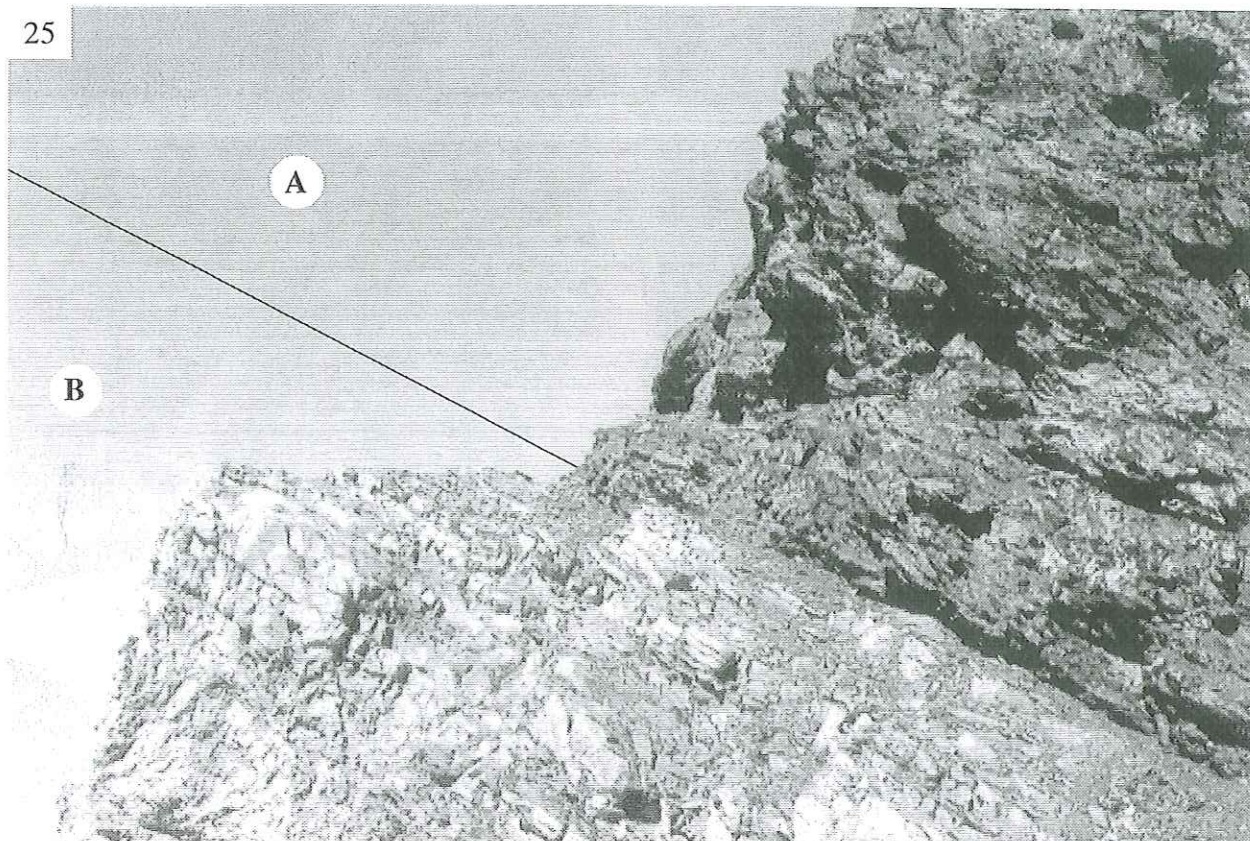
Ph. 23. — Réseau de fractures en extension dans les grès et les schistes noirs à anthracite du Carbonifère de la Roche (commune de Montagny). Les fractures sont courbes, à géométrie complexe, orientées N 20° à N 45°. Les indices de mouvements ne sont pas très clairs, mais il nous semble que ces structures soient en extension-décrochement conformément au modèle proposé sur la fig. 126 c, p. 192.



Ph. 24. — Panorama de la retombée ouest du Mont Miravidi.

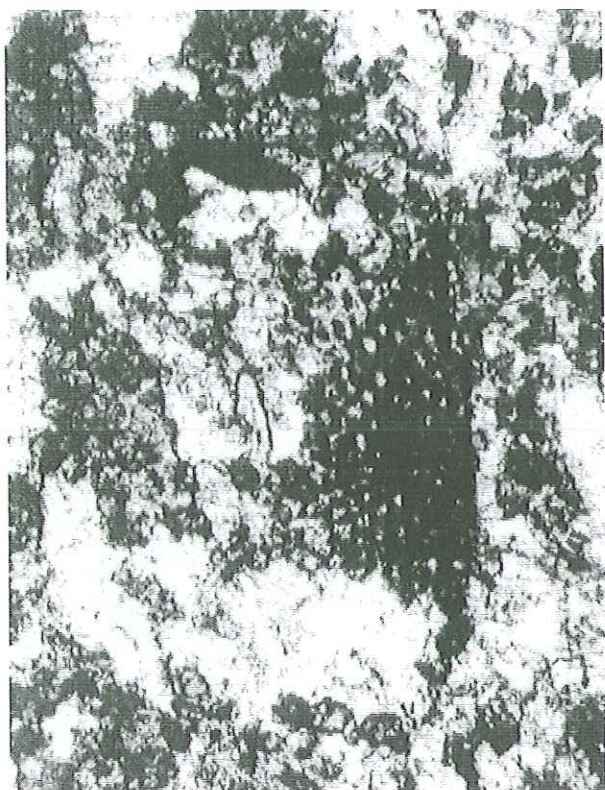
Les flèches indiquent l'itinéraire emprunté pour accéder à la vire séparant le Flysch des Roches vertes du versoyen. Le cadre souligne la zone de contact étudiée. La série est renversée : 1 Roches vertes du Versoyen ; 2 : "Flysch conglomératique". Emplacement des photos de la page suivante : A, photo 25 ; B, photo 26.

Annexe 1 ; Photo 25 et 26

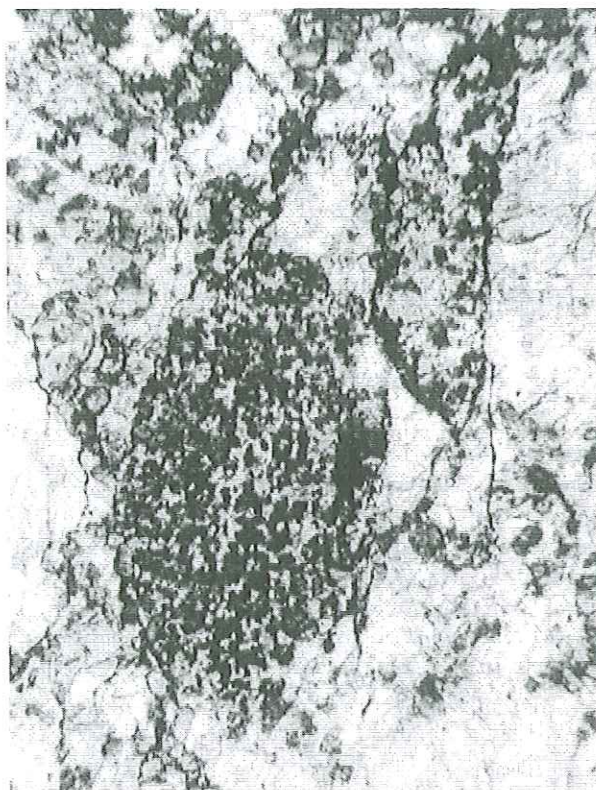


Ph. 25 et 26. – Allure du contact séparant les formations schisteuses à blocs (A) des calci-arénites du Flysch (B), sur la retombée ouest du Mont Miravidi. La série est renversée : 1 : Roches vertes du Versoyen ; 2 : Flysch valaisan.

Annexe 1 ; Photo 27 à 30, *Les vestiges fossiles de la formation détritique basale du Flysch valaisan dans la coupe du revers sud du massif de Rocheboc*



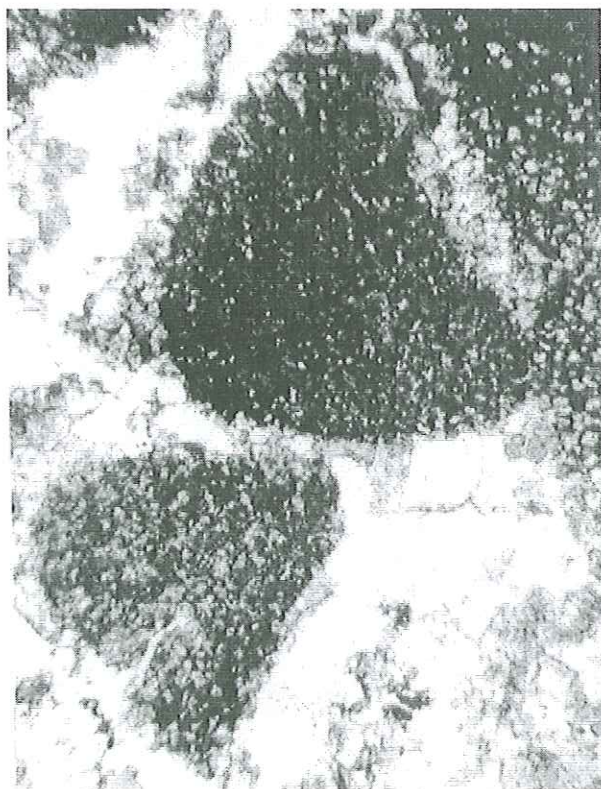
Ph. 27 . — Orbitolinidés (*Palorbitolina* ?), (lame L 135. 1).



Ph. 28 . — *Palorbitolina lenticularis*, (lame L 135. 1).



Ph. 29 . — *Palorbitolina lenticularis*, (lame L 135. 1).



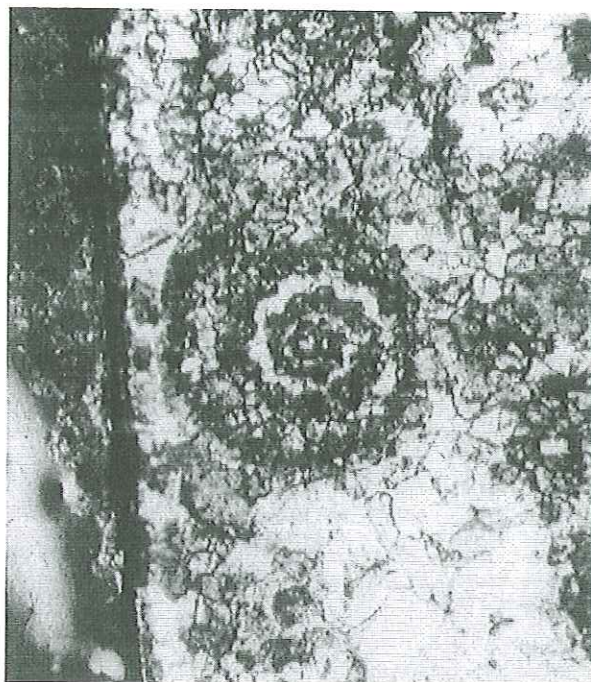
Ph. 30 . — Orbitolinidés (*Paleodyctyoconnus* ?), (lame L 135. 2).

(clichés S. Fudral, déterminations Mme Arnaud, Grenoble)

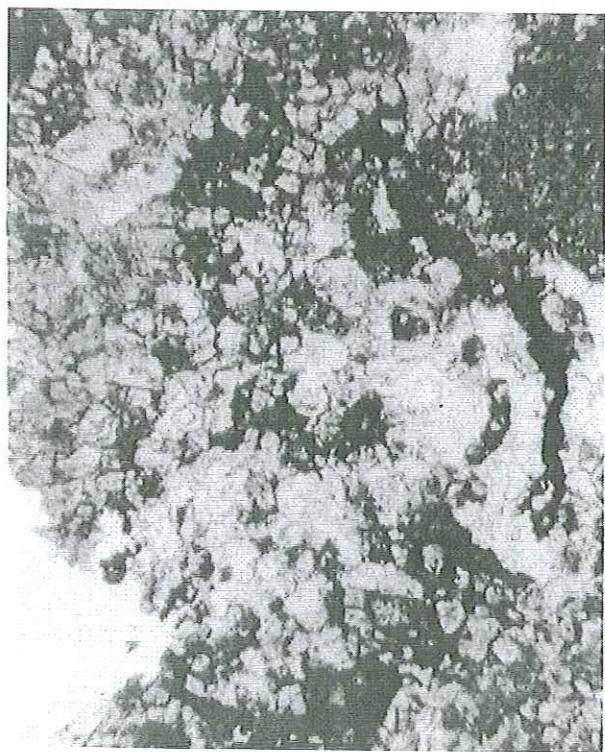
Annexe 1 ; Photo 31 à 34, *Les vestiges fossiles de la formation détritique basale du Flysch valaisan dans la coupe du revers sud du massif de Rocheboc*



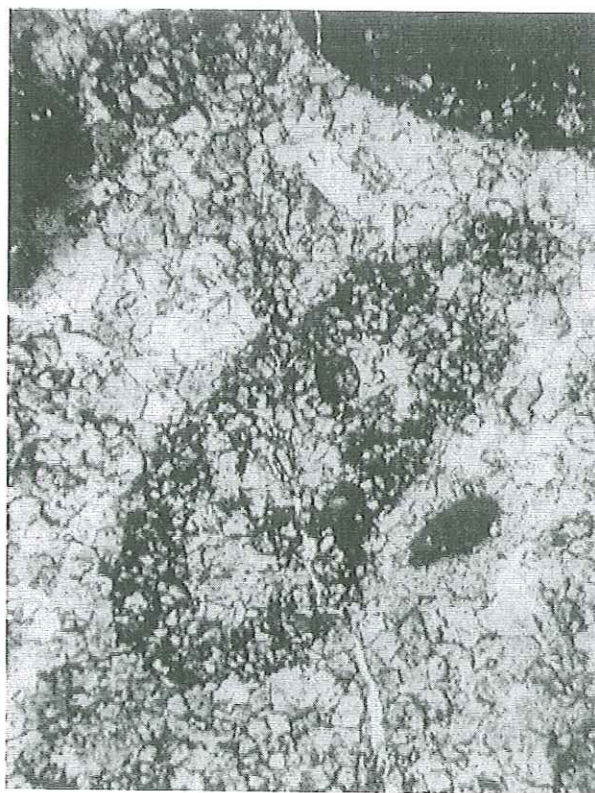
Ph. 31 . — Orbitolinidé (*Echina* ?), (lame L 135. 1.).



Ph. 32 . — *Melatrokerion valserinensis* du Bédoulien élevé (lame L 135. 2.).



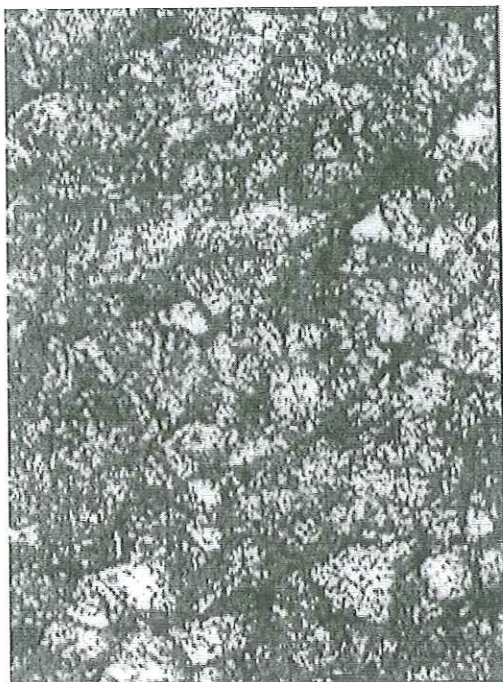
Ph. 33 . — Gros agglutiné fixé, (lame L 135. 21668).



Ph. 34 . — Lituolidés (*Everticyclammina* ?), (lame L 135. 21666).

Formes observées dans les calci-arénites du mur des séquences granoclassées, (clichés S. Fudral, déterminations Mme Arnaud, Grenoble).

Annexe 1 ; Photo 35 à 38, Les vestiges fossiles de la formation détritique basale du Flysch valaisan dans la coupe du revers sud du massif de Rocheboc



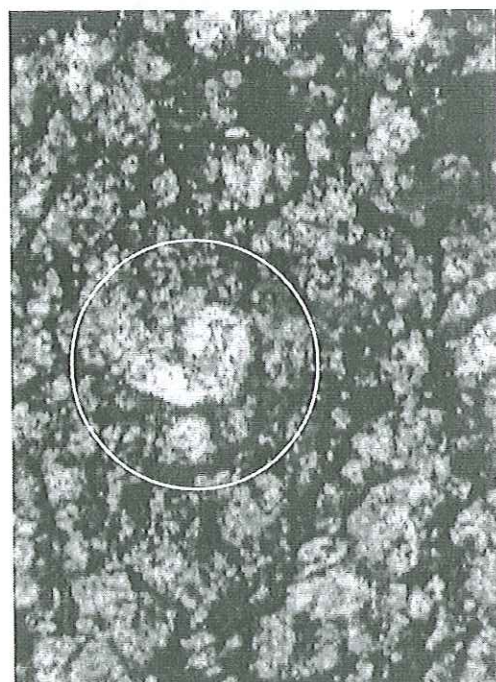
Ph. 35. — Aspect général des sections en lame mince. L'impression qui prédomine est que nous avons affaire à une biomicrite à Foraminifères planctoniques (lame R5 L2).



Ph. 36. — Fantôme de Foraminifère planctonique probable (lame R5 L1).



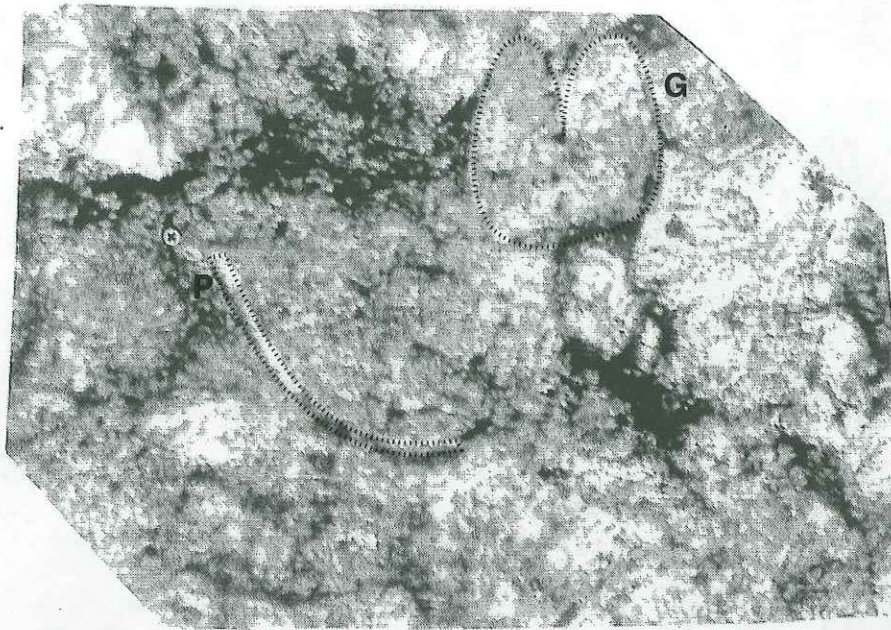
Ph. 37. — Fantôme de Foraminifère planctonique probable (lame R5 L1).



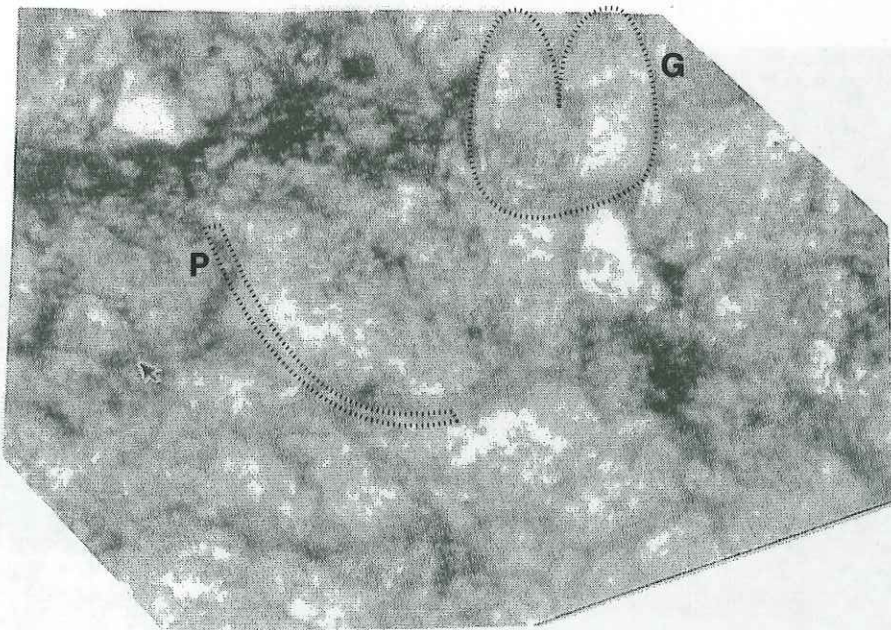
Ph. 38. — Fantôme de Foraminifère planctonique probable (lame R5 L1).

Formes observées dans les calcipélites du toit des séquences granoclassées, (clichés M. Marthaler, Lausanne, CH).

Annexe 1 ; Photo 39 et 40, *Les vestiges fossiles des calcipélites, au toit des séquences granoclassées de la coupe du revers sud du massif de Rocheboc*



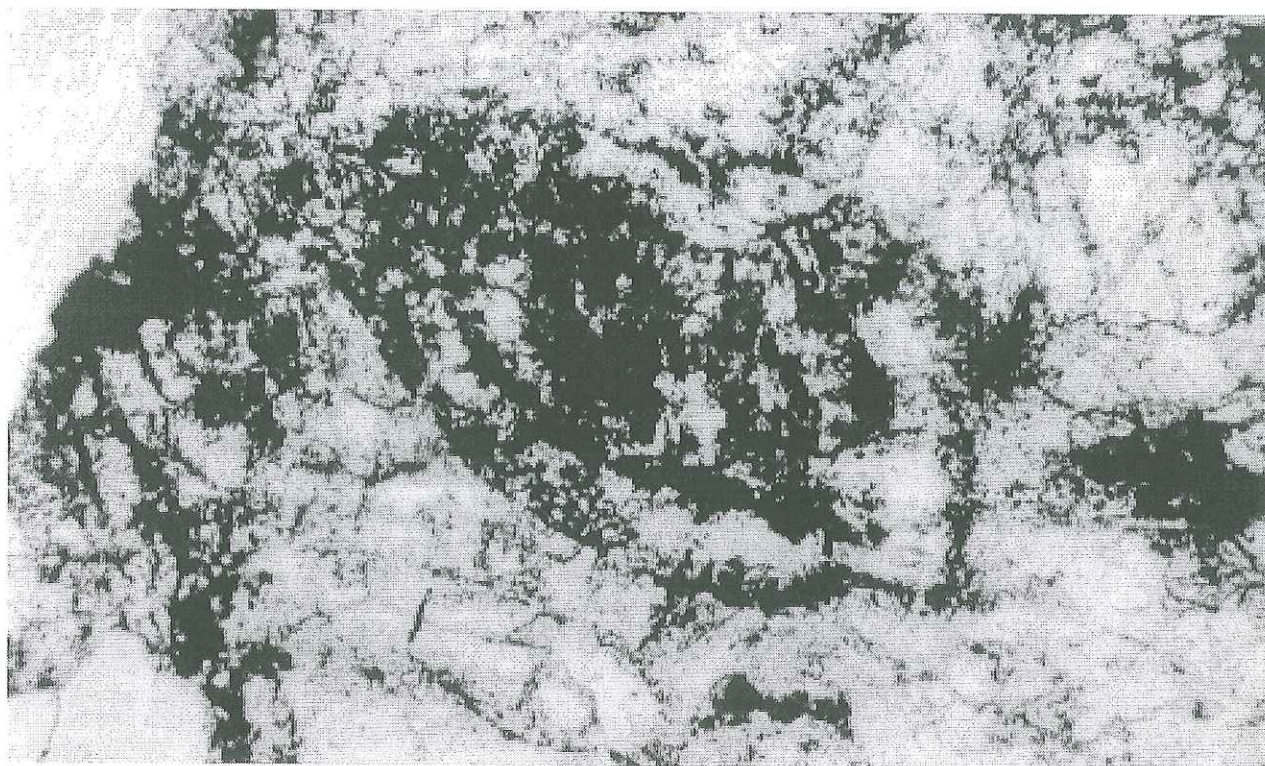
Ph. 39. — Lumière polarisée non analysée.



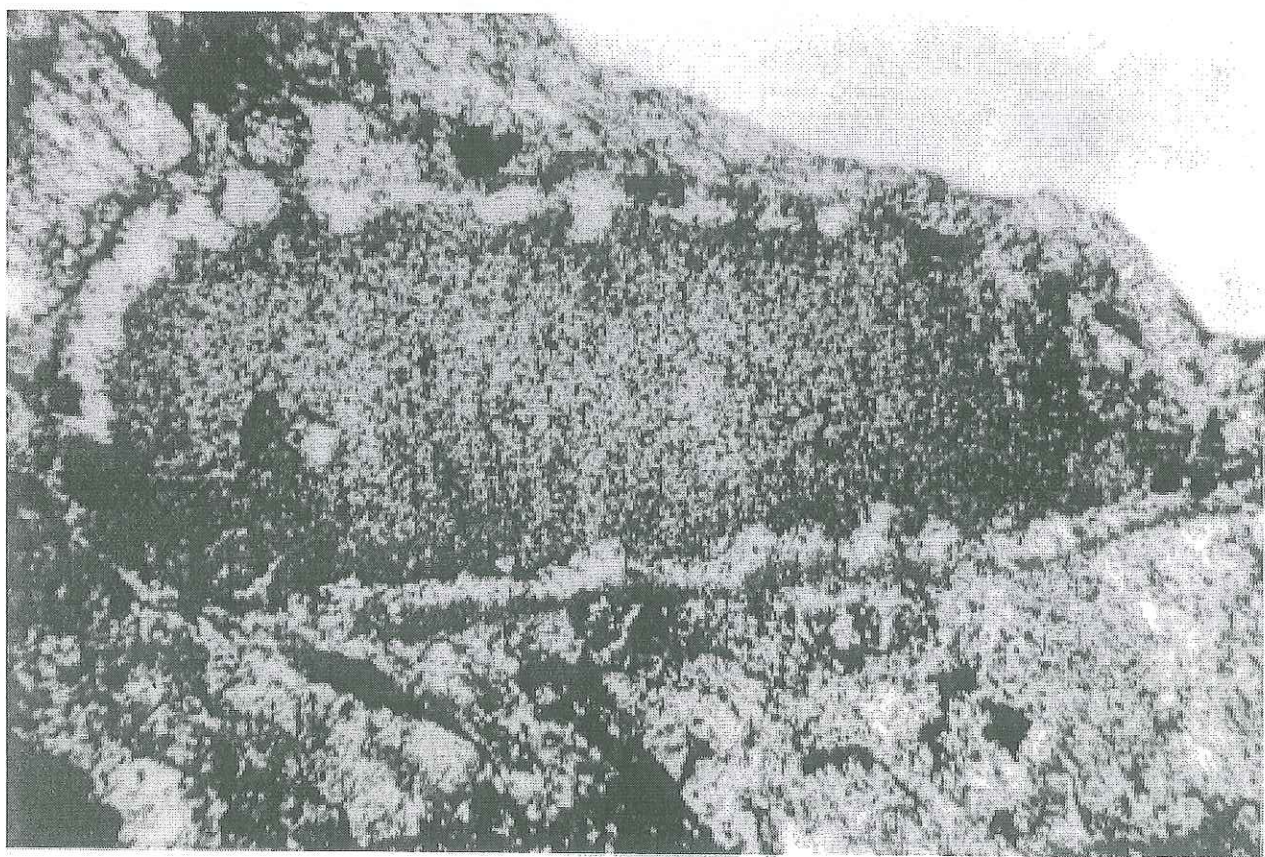
Ph. 40. — Cathodoluminescence.

Le contrôle à la cathodoluminescence montre que les formes observées ne sont pas toutes des artefacts (limites de grains par exemple). La paroi (P) de la photo 39 est incluse dans un cristal de dolomite sur la photo 40. En revanche les parois du grain (G) ne sont que des zones de croissance du grain, (clichés M. Baumgartner, Université de Lausanne).

Annexe 1 ; Photo 41 et 42, Les vestiges fossiles de la formation détritique basale du Flysch valaisan dans la coupe du versant est du Roc de Charbonnière



Ph. 41 . — Miliolidé observé dans les calci-arénites de la ligne de crête (lame L 136 b 10).



Ph. 42 . — Algue rouge dans les niveaux précédemment attribués au Dogger (lame L 136 C 6).

Annexe 2 ; Résumés de travaux de thèses, développés à l'Université de Savoie, intéressant la suture téthysienne

RÉSUMÉS DE TRAVAUX DE THÈSES, DÉVELOPPÉS À L'UNIVERSITÉ DE SAVOIE, INTÉRESSANT LA SUTURE TÉTHYSIENNE

Ce chapitre permet de résumer les faits marquants de travaux de thèses, développés et souvent soutenus à l'Université de Savoie, qui intéressent le sujet étudié. La localisation des différents secteurs étudiés est schématisée sur la fig. 150.

Pour diverses raisons, dont certaines d'ordre médical, les travaux de J.E. Mestre [1977] et de H. Niemeyer [1980] sont restés inachevés ou inédits. Pour le premier, nous avons rappelé ses travaux concernant le versant nord-ouest du massif d'Ambin (cf. par exemple les panoramas se rapportant à ce massif). L'ensemble des données du second a été repris d'une part dans les travaux de R. Marion [1984] et d'autre part dans ceux de E. Deville [1987]. Les données sont finalement intégrées à celles de la feuille Tignes de la carte géologique de la France à 1/50.000 [Deville *et al.*, 1991].

1. – D. ROBERT [1979], CONTRIBUTION À L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA HAUTE VALLÉE DE L'ARC - RÉGION DE BONNEVAL (SAVOIE). THÈSE DE DOCTORAT DE TROISIÈME CYCLE. UNIVERSITÉ P. ET M. CURIE - 181 p.

Ensemble, avec H. Niemeyer, nous faisons les premiers pas du laboratoire dans le complexe des Schistes lustrés. L'objectif des travaux de D. Robert était fondamentalement de reconnaître et de préciser la nature et si possible l'âge des différentes enveloppes du massif cristallin du Grand Paradis observables dans ce secteur.

Deux points méritent d'être rappelés :

* le socle cristallin pré-alpin possède une couverture, stratigraphiquement adhérente en un point au moins (La Grande Feiche). Elle est composée d'une vingtaine de mètres au maximum de dépôts carbonatés et dolomitiques à cachet Briançonnais rapportée essentiellement au Trias moyen. Un réexamen de cette coupe par Deville [1989] conduira à lui attribuer un âge jurassique supérieur. Diverses observations sédimentologiques et notamment l'existence de concentrations manganésifères au sein de carbonates accréditent effectivement le rapprochement d'une telle coupe avec celles mieux connues du domaine

Briançonnais dans lesquelles, le soubassement est fortement érodé, jusqu'au Trias inférieur, voire au Paléozoïque durant le rifting téthysien (Lias-Dogger).

* l'une des unités du complexe des Schistes lustrés (l'inférieure, dite aussi unité de Zermatt - Saas Fee) comporte à sa base ou vers sa base une formation particulière, s'apparentant à un complexe à blocs et associée à des serpentinites. Elle fût interprétée comme d'origine tectono-sédimentaire, d'âge probable jurassique supérieur - crétacé inférieur, résultant du démantèlement en compression ou en transcurrence - d'une croûte océanique. Les données océanographiques récentes, concernant la naissance des fonds océaniques, conduisent à intégrer ces matériaux bréchiques ultrabasiques dans les processus liés à l'océanisation : étirement de la croûte, mise à nu du manteau supérieur, rééquilibrage et remaniement - sur place - du néofond [cf. Lagabrielle, Lemoine, avec références]. L'âge du phénomène est celui contraint en Queyras par exemple, par des dépôts radiolaritiques sus-jacents datés de la fin du Dogger pour les plus vieux.

2. – R. MARION [1984], CONTRIBUTION À L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA VANOISE (ALPES OCCIDENTALES). LE MASSIF DE LA GRANDE SASSIÈRE ET LA RÉGION DE TIGNES - VAL D'ISÈRE - THÈSE DE DOCTORAT DE TROISIÈME CYCLE - UNIVERSITÉ DE SAVOIE - 172 p.

Les observations originales accumulées par R. Marion, sur un domaine austère, de haute altitude, ont profondément renouvelé l'image que l'on avait de ce secteur des zones internes alpines.

Des analyses stratigraphiques fines effectuées sur les unités Briançonnaises de la rive droite de l'Isère et notamment du secteur du Clou, on retire un schéma paléogéographique assez similaire à celui développé par R. Lefèvre en 1982 à propos du domaine Briançonnais interne des Alpes cottiennes méridionales.

L'importance des séries réduites par érosion, riches en discordances cartographiques et souvent envahi de brèches rappelle indiscutablement les nappes Briançonnaises internes et ultrabriançonnaises du Val Maira au Val Grana [cf. aussi Michard et Henry, 1988].

A partir de 1986, Jaillard et Debelmas développent l'idée que de nombreuses successions bréchiques, pour

Annexe 2 ; Résumés de travaux de thèses, développés à l'Université de Savoie, intéressant la suture téthysienne

lesquelles l'âge avait été difficile à préciser, ne représentent en fait que des niveaux reconstitués appartenant tous à une série unique, briançonnaise interne, d'âge sénonien ou paléocène. Les auteurs envisagent même qu'une partie du Paléozoïque de Vanoise septentrionale soit une formation reconstituée au Sénonien et ou au Paléocène. Dans cette hypothèse, certaines lames, écaillles ou nappes de socle ne devenaient qu'éléments olistolitiques au sein d'un olistostrome finicrétacé supérieur. Une telle formation était alors regardée comme la marque d'un évènement géodynamique majeur en limite des domaines briançonnais et piémontais.

Toutefois cette hypothèse ne fût pas retenue par les auteurs de la feuille Tignes à 1/50 000 [Deville *et al.* 1991].

La troisième partie de l'ouvrage de R. Marion, qui retrace l'évolution tectono-métamorphique du secteur étudié, marque plus encore que les parties précédentes le renouveau des idées.

L'édifice des nappes, qui comprend des socles cristallins, des couvertures briançonnaises et piémontaises ainsi que des unités liguro-piémontaises est affecté par d'intenses déformations plicatives synschisteuses. Les structures encapuchonnantes cartographiées et décrites amènent alors l'auteur à discuter et à proposer un modèle structural de plis de nappes en fourreaux de toutes dimensions (dont kilométrique) orientés Est-Ouest à Nord-Ouest - Sud-Est, développés durant la fin de l'Eocène et/ou l'Oligocène.

Un mégapli de nappes en fourreaux, orienté N 120°, serait matérialisé par l'ensemble des Schistes lustrés de la Grande Sassièrre formant le coeur d'une structure enveloppée à l'ouest et au nord par les séries mésozoïco-cénozoïques de l'ensemble du Chevril et par le socle du Mont Pourri, lui-même encapuchonné par les séries de couvertures de l'ensemble de Val d'Isère (cf. coupes structurales de la feuille Tignes à 1/50 000).

Un autre point mérite une attention particulière. C'est la mise en évidence du caractère linéaire de la vallée de l'Isère, entre Sainte Foy et Val d'Isère.

Les fractures subverticales découvertes dans le secteur de la Gurraz, en rive gauche de l'Isère, révèlent l'existence de deux mouvements : d'abord décrochant, sans doute dextre, puis normal et lié à une extension NE-SW. Ces fractures sont intégrées au système que nous

avons appelé Isidor dans cet ouvrage (le couloir ISIDOR, 2ème partie, chap. 3).

3. – E. DEVILLE [1987], ETUDE GÉOLOGIQUE EN VANOISE ORIENTALE (ALPES OCCIDENTALES FRANÇAISES, SAVOIE). DE LA NAISSANCE À LA STRUCTURATION D'UN SECTEUR DE LA PALÉOMARGE EUROPÉENNE ET DE L'Océan Téthysien : ASPECTS STRATIGRAPHIQUES, PÉTROGRAPHIQUES ET TECTONIQUES - THÈSE DE DOCTORAT, UNIVERSITÉ DE SAVOIE, 297 p.

Situé entre la rive gauche de l'Isère au Nord et la rive droite de l'Arc au Sud, le secteur étudié par E. Deville autorisait des recherches propres et les raccords avec les terrains de R. Marion, H. Niemeyer, D. Robert et le notre. Le premier des résultats significatifs de ces travaux est la réalisation de la feuille Tignes à 1/50 000.

Des analyses lithologiques, stratigraphiques et pétrologiques fines menées par l'auteur, trois ensembles de données apparaissent fondamentales :

1 - celles permettant de préciser le cadre stratigraphique et structural de diverses unités structurales :

- l'unité de la Grande Motte est intra-briançonnaise (1986). Ce résultat ainsi que ceux de Jaillard *et al.* [1986] confortent l'hypothèse formulée par Caron et Gay en 1977.

- l'unité du Grand Paradis ainsi que le faisceau du Prariond appartiennent au domaine piémontais, c'est à dire à la bordure sud de la paléomarge européenne.

2 - celles se rapportant aux « bancs prasinitiques » des auteurs anciens, observables dans les Marbres chloriteux de l'unité de la Grande Motte.

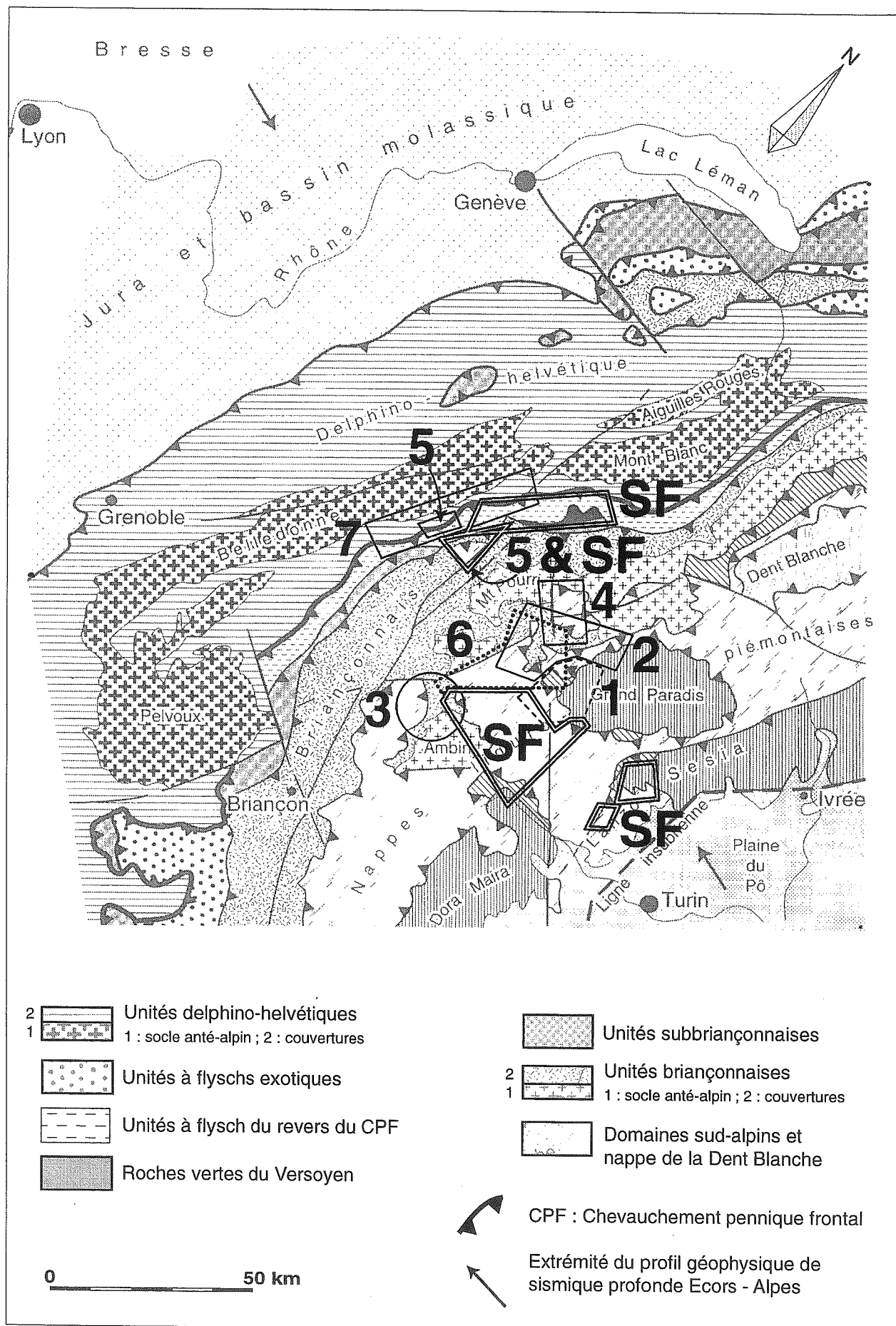
Discutés par H. Niemeyer, ces niveaux de roches basiques sont ici caractérisés comme d'origine volcanique, géochimiquement liés à une activité anorogénique intraplaque et appartiennent à la limite crétacé-tertiaire.

3 - enfin celles essentielles entre toutes, qui concernent l'unité de schistes lustrés structuralement la plus élevée ou unité de la Pointe du Grand Vallon. Le

FIG. 150. (ci-contre) – Localisation des secteurs étudiés sur fond de carte géologique simplifiée des Alpes franco-italiennes nord-occidentales. Deux pôles d'intérêt apparaissent nettement, les unités à flysch qui frangent le chevauchement pennique frontal et le complexe des schistes lustrés. Le nom des chercheurs est indiqué ci-dessous :

SF, Serge Fudral, (secteurs étudiés dans ce travail) ; 1, Daniel Robert [1979] ; 2, Hans Niemeyer Rubilar [1980] ; 3, Jean-Etienne Mestre [1977] ; 4, Roger Marion [1984] ; 5, Chia-Yu Lu [1985] ; 6, Eric Deville [1987] ; 7, Jean-Pierre Gély [1988].

Annexe 2 ; Résumés de travaux de thèses, développés à l'Université de Savoie, intéressant la suture téthysienne



Annexe 2 ; Résumés de travaux de thèses, développés à l'Université de Savoie, intéressant la suture téthysienne

matériel, pauvre en carbonates, est fait d'alternances de quartzites et de schistes noirs riches en passées ferrugineuses. Il présente les caractéristiques de dépôts de type flysch distal. Le détritisme y est exclusivement d'origine continental.

L'âge maastrichtien supérieur d'une telle formation a pu être déterminé grâce à la découverte d'une association de Globotruncanidés.

Ainsi, ces schistes lustrés sont directement corrélables, par leur faciès et leur âge aux flyschs à Helminthoïdes ou à leur complexe de base. Un tel jalon devrait pouvoir permettre bientôt de dessiner la paléogéographie du système alpin à la période charnière du Crétacé terminal - base du Tertiaire. En effet, entre les dépôts épisuturales des flyschs à helminthoïdes de position assez méridionale [C. Caron *et al.*, 1981] et les dépôts de même âge, septentrionaux, des massifs subalpins (« Couches de Wang » par exemple), les jalons sédimentaires d'âge similaire manquaient sur notre transversale.

4. – LU CHIA YU [1985], CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DE LA DÉFORMATION DE LA PALÉOMARGE TETHYSIENNE - ANALYSES TECTONIQUES ET MICROTTECTONIQUES DANS LA ZONE DES BRÈCHES DE TARENTAISE ET DANS LES SCHISTES LUSTRÉS DU MONT JOVET (RÉGION DE MOUTIERS) - ALPES DE SAVOIE-FRANCE. THÈSE DE 3ÈME CYCLE, UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE ET UNIVERSITÉ DE SAVOIE, 146 p.

De cette thèse thématique en analyse structurale on peut dire aussi qu'il s'agit des premiers travaux de géologie quantitative réalisés au laboratoire.

Trois grands volets sont tout particulièrement intéressants.

* En ce qui concerne la zone des Brèches de Tarentaise (ou domaine valaisan) et à partir de l'analyse fine des figures d'interférence de plis développés dans le Flysch, l'auteur met en évidence trois stades de plissement successifs. Les plis P 2 isoclinaux à sub-isoclinaux sont courbes, éventuellement en fourreau et liés, par une déformation progressive en régime de cisaillement, aux plis P 3. Leurs plans axiaux sont compris entre N 30° et N 40° et pentés Ouest.

Toujours dans le flysch mais à l'échelle de la lame mince, l'examen des zones abritées et du remplissage des fractures d'extension permet de préciser d'une part la forme de l'ellipsoïde de la phase II, allongé selon l'axe général du plissement, d'autre part l'extension

incrémentale contemporaine des plis P 3, de l'ordre de 40 à 50 % selon la direction N 30°.

Une comparaison est alors tentée avec les déformations des schistes verts et violets appartenant au substratum du Flysch et classiquement attribués au Permien. L'auteur retrouve la même succession de trois phases de plissement et détermine le même type d'ellipsoïde de déformation de la phase II. De direction parallèle aux axes de plis P 2, et allongé en forme de cigare, cet ellipsoïde correspond à une déformation de type constrictif, analogue à celui démontré, plus au nord dans les conglomérats de base du flysch par J.C. Lancelot en 1979.

* En ce qui concerne les schistes lustrés du Mont Jovet, l'auteur procède aussi à la décomposition des figures d'interférence de plis. Et trois stades de plissement sont ainsi différenciés. Les plis de phase II dont certains sont indubitablement en fourreau, sont liés aux plis P 3 par une déformation progressive dans un régime de cisaillement.

5. – J.P. GELY [1988], STRATIGRAPHIE, TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME COMPARÉS DE PART ET D'AUTRE DU FRONT PENNIQUE EN TARENTAISE (ALPES DE SAVOIE-FRANCE). PREMIÈRES APPLICATIONS CRISTALLOCHIMIQUES, GÉOCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES DANS LES RECONSTITUTIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET GÉODYNAMIQUE RÉGIONALES. THÈSE DE DOCTORAT, UNIVERSITÉ DE SAVOIE, 370 p.

Une telle étude recoupait divers secteurs analysés par Lu Chia Yu ou par nous-mêmes.

* Avec les travaux de Lu Chia Yu [1985] ainsi que ceux réalisés antérieurement et plus au nord par Lancelot [1979], il s'agit là d'une nouvelle tentative de quantification des phénomènes géologiques. L'originalité tient ici au fait que ce sont deux outils particuliers qui furent employés : d'une part l'outil géochimique, d'autre part l'outil isotopique. Ces études nouvelles sont par ailleurs complétées par diverses analyses cristallographiques et notamment par l'index de cristallinité, le b.O. et le d(002) des phyllites dont l'auteur rend compte en 1990 dans deux notes aux Comptes Rendus de l'Académie des Sciences [Gely et Rampnoux d'une part, Gely et Bassias d'autre part].

* De ces travaux, on retiendra les résultats majeurs suivants :

1. les caractéristiques géochimiques des séries détritiques établies à partir des analyses en spectrométrie

Annexe 2 ; Résumés de travaux de thèses, développés à l'Université de Savoie, intéressant la suture téthysienne

d'absorption atomique des concentrations en divers éléments traces (Sr^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} et Fe^{2+}) ainsi que les rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone ont, en l'absence de marqueurs biostratigraphiques, valeur de marqueurs stratigraphiques régionaux. En comparant les séries au Nord et au Sud de la transversale du Gollet, le flysch de Tarentaise (ou Flysch valaisan) est attribué au Tertiaire et plus particulièrement au Priabonien.

2. Le Front pennique au nord de l'Isère, frontière tectonique entre les zones externe et interne, apparaît également comme une limite entre deux domaines métamorphiques différents. La zone Delphino-helvétique est caractérisée, depuis le socle cristallin du massif de Belledune jusqu'au sommet des unités de couverture du domaine dauphinois, par un métamorphisme anchizonal

à épizonal à gradient normal. Cette disposition métamorphique se retrouve également plus au sud [Aprahamian, 1988] mais disparaît au nord lorsque l'unité du Mont Blanc apparaît en boutonnière sous les unités de couverture [Leikine *et al.*, 1983]. Au contraire, dans la zone des Brèches de Tarentaise, le métamorphisme épizonal, nettement plus fort que dans la zone delphino-helvétique, présente un gradient inverse.

Puisque d'une part, la zone delphino-helvétique ne possède qu'une seule schistosité pénétrative (S_2) tandis que celle des Brèches de Tarentaise en présente deux (S_1 et S_2), [Lancelot, 1979], et que d'autre part cette S_1 est recoupée par le front pennique, la schistosité S_2 est rapportée au transport de la zone des Brèches de Tarentaise sur le domaine externe en voie de structuration.

Annexe 3 ; Liste des figures, photographies et planches hors-texte

LISTE DES FIGURES

FIG. 1 a.	– Les secteurs étudiés - cadres blancs - dans l'arc alpin occidental.	7
FIG. 1 b.	– Schéma structural interprétatif des Alpes occidentales et des confins apenniniques.	9
FIG. 2 a.	– Coupe géologique prédictive des zones internes alpines selon le profil ECORS-Alpes.	11
FIG. 2 b.	– Un schéma interprétatif possible du profil sismique migré ECORS-CROP Alpes.	11
FIG. 3.	– Localisation des régions étudiées.	14
FIG. 4.	– Tableau de classification des Roches vertes des Alpes occidentales.	19
FIG. 5.	– Coupes sériées montrant le développement des Alpes à partir du géosynclinal téthysien via une étape de cordillère embryonnaire.	20
FIG. 6.	– Paléogéographie des Alpes au secondaire selon E. Haug [1909], à partir de la répartition des faciès du Jurassique.	21
FIG. 7.	– Coupe schématique de l'imbrication d'écailles poussées de l'Est à l'Ouest imaginées par E. Raguin en Vanoise.	22
FIG. 8.	– Schéma d'évolution d'un complexe ophiolitique selon G. Steimann [1927].	24
FIG. 9.	– Carte structurale des Alpes françaises et série de coupes montrant la répartition des diverses zones.	25
FIG. 10.	– Les cisaillements au travers de l'écorce terrestre, ou subduction, selon A. Amstutz [1955].	26
FIG. 11.	– Stratigraphie de la zone subbriançonnaise.	27
FIG. 12.	– Schéma structural des zones ultra-dauphinoise, valaisanne et subbriançonnaise, au nord du Pelvoux.	27
FIG. 13.	– Schémas palinspastiques des rapports entre les plaques européenne et sud-alpine.	28
FIG. 14.	– Schéma de la dynamique des olistostromes en Embrunais-Ubaye. Mise en place de la première nappe de Flysch à Helminthoïdes (Nappe de l'Autapie).	28
FIG. 15.	– Evolution structurale des Schistes lustrés de l'ensellement des Stura.	30
FIG. 16.	– Succession des déformations et des paragenèses métamorphiques des Schistes lustrés piémontais.	30
FIG. 17.	– Colonnes stratigraphiques des unités de Schistes lustrés des Alpes cottiennes méridionales.	31
FIG. 18.	– Coupes paléogéographiques schématiques à travers les futures Alpes occidentales ou centrales, supposées faites vers le Jurassique supérieur : quelques interprétations.	32
FIG. 19.	– Schéma des rapports existants entre les ophiolites et les terrains de la couverture sédimentaire dans la zone du Bracco.	32
FIG. 20.	– Schéma très approximatif des rapports entre les différents constituants de la zone piémontaise.	33
FIG. 21.	– Modèle de subduction précoce des plaques téthysiennes et européennes sous la plaque sud-alpine.	34
FIG. 22.	– Les linéations transverses.	35
FIG. 23.	– Distribution des âges des traces de fission obtenus sur zircons, selon une coupe schématique des Alpes franco-italiennes.	37
FIG. 24.	– Trace de la Téthys de la « reconquête ».	40
FIG. 25.	– Reconstitution palinspastique au Jurassique supérieur du domaine liguro-piémontais (P.L.).	
FIG. 26.	– Tableau de correspondance entre les principales nomenclatures des ensembles de Schistes lustrés dans les Alpes occidentales.	40
FIG. 27.	– Les principales interprétations du secteur depuis E. Raguin, [1929].	44
FIG. 28.	– Subdivision de la nappe des Schistes lustrés en Haute-Maurienne, d'après les travaux de Raguin.	46
FIG. 29.	– La première synthèse lithologique et structurale des Schistes lustrés compris entre les massifs d'Ambin, du Grand Paradis et de la Vanoise.	48
FIG. 30.	– Schéma de l'obduction du paléodomaine océanique téthysien sur la marge européenne au cours du ... Jurassique supérieur - Crétacé inférieur.	50
FIG. 31.	– Coupe schématique à travers le complexe à blocs ophiolitiques sus-jacent aux serpentines de Bonneval.	52

FIG. 32.	– Les Schistes lustrés de la chaîne frontière franco-italienne entre Arc et Doire Ripaire : l'édifice structural adopté et ses caractéristiques générales.	53
FIG. 33.	– Carte géologique de la rive gauche de la Doire Ripaire à l'aval de Susa : L'unité piémontaise s.s. de Susa-Chianocco.	55
FIG. 34.	– Coupe de Crotte.	55
FIG. 35.	– Coupe de Foresto. Détails des lits micaschisteux séparant les dolomies du Trias moyen des marbres gris-bleu attribués au Malm.	56
FIG. 36.	– Les metabasites stratiformes, méta-arénites basiques de la Madonna dell'Ecova, près d'Urbiano.	57
FIG. 37.	– Rythmes sédimentaires dans les « Schistes lustrés » à faciès flysch du massif de la Rocca del Chiodo.	57
FIG. 38.	– L'unité de Susa-Chianocco. Succession lithostratigraphique et échelle biostratigraphique.	59
FIG. 39.	– Coupe levée dans l'une des écailles de l'unité du Gias Nuovo.	60
FIG. 40.	– Coupe du contrefort nord du Crêt de la Ciaussine.	62
FIG. 41.	– Le pointement rocheux du flanc nord-est du glacier de la Bessanese.	63
FIG. 42.	– Coupe du revers sud-est du massif de Rocca Affinau.	63
FIG. 43.	– Coupe du point coté 2856 m, massif de Rocca Affinau.	64
FIG. 44.	– Coupe partielle n° 1 du flanc Est du massif du Piccolo Monte Turlo.	65
FIG. 45.	– Allure d'un banc de brèche monogénique à éléments de quartzites et ciment quartzo-actinolitique.	65
FIG. 46.	– Coupe partielle n° 2 du flanc Est du massif du Piccolo Monte Turlo.	66
FIG. 47.	– Coupe du versant ouest du massif du Piccolo Monte Turlo.	67
FIG. 48.	– Coupe levée le long du sentier du col « delle Coupe ».	68
FIG. 49.	– Coupe du versant sud-ouest du PC 2641.	69
FIG. 50.	– Coupe sur l'arête nord-est de Pietramorte.	70
FIG. 51.	– Coupe levée dans le bassin supérieur du torrent Marderella.	71
FIG. 52.	– Coupe du refuge d'Avérole.	72
FIG. 53.	– Reconstitution d'un fragment du plancher océanique téthysien à partir de la coupe d'Avérole.	73
FIG. 54.	– Coupe du secteur du Plan du Pré - Entre Deux Ris.	74
FIG. 55.	– Coupe dans le ruisseau des Chalanchottes (détail).	76
FIG. 56.	– Coupe de Derrière le Clapier.	77
FIG. 57.	– Coupes levées dans les unités liguro-piémontaises inférieures - Synthèse des données.	78
FIG. 58.	– Relation entre les serpentinites et leur couverture à l'ancienne carrière d'amiante de Termignon.	81
FIG. 59.	– Coupe du revers sud du Mont Froid, au voisinage du lac de l'Étoile.	82
FIG. 60.	– Panorama du versant est de la Pointe du Charbonnel, vu depuis la Crête de l'Albaron, rive droite du torrent d'Avérole.	83
FIG. 61.	– Les successions métasédimentaires de la formation du Pis, sur les pentes de l'Efalla.	84
FIG. 62.	– Passage de la formation du Pis à la formation du Charbonnel sur la Crête de la Lombarde.	85
FIG. 63.	– Relations metabasites-calcschistes sur le promontoire Nord-Ouest de l'Ouille de la Valletta.	85
FIG. 64.	– Alternance calcschistes - niveaux quartzitiques riches en sulfures, sur les affleurements du prolongement sud du Mont Sėti.	86
FIG. 65.	– Les formations du Pis (A) et du Charbonnel (B) sur le versant sud de Roccamelone.	88
FIG. 66.	– Coupe le long de l'ancienne piste militaire joignant la retenue de Saint Nicolas aux carrières Paradiso.	89
FIG. 67.	– Coupe dans les formations métasédimentaires situées à l'aplomb du Passo delle Finestre.	90
FIG. 68.	– Coupe des alternances métasédimentaires de l'unité de la Pointe de la Ronce, le long du chemin d'accès au sommet (versant NW, au dessus de 3350 m d'altitude).	92
FIG. 69.	– Interprétations des successions observées dans l'unité San Giuseppe - Venaus, hypothèse de Pognante [1983] schématisée.	93
FIG. 70.	– Coupes levées dans les unités liguro-piémontaises médianes - Synthèse des données.	94
FIG. 71.	– Successions métasédimentaires dans l'unité de la Pointe du Lamet.	97
FIG. 72.	– Détail des marbres blancs micritiques de l'unité de la Pointe du Lamet.	97
FIG. 73.	– Tableau des corrélations entre les unités de marge et les unités océaniques.	102
FIG. 74.	– Le complexe Aiona - Penna (Appenin ligure) selon Marini et Terranova.	106
FIG. 75.	– Schéma des zones de métamorphisme alpin.	113
FIG. 76.	– Trajets P-T-t des différentes unités lithostructurales.	115

FIG. 77.	– Coupe géologique de l'entrée nord du tunnel ferroviaire du Fréjus.	117
FIG. 78.	– Coupe géologique de l'entrée nord du tunnel routier du Fréjus.	118
FIG. 79.	– Le couloir de fracturation Modane - Termignon - Ruisseau de la Chavière.	119
FIG. 80.	– Les couloirs Modane - Termignon - Ruisseau de la Chavière et Isidor dans le cadre régional de la fracturation.	121
FIG. 81.	– Les familles de fractures autres que celles des couloirs Modane-Termignon et Isidor.	124
FIG. 82.	– Fractures sensiblement E-W de la Turra de Lanslebourg.	125
FIG. 83.	– Rosace des directions de fractures, au pas de 4° (mesures extraites du tableau de la fig. 81).	126
FIG. 84.	– Extrait de la carte des linéaments de la France [document BRGM n°14].	126
FIG. 85.	– Le contact le Planay-Gran Scala-Venaus aux abords du fort Malamot. L'emprise du contact est limitée par des traits épais.	128
FIG. 86.	– Le contact le Planay-Gran Scala-Venaus aux abords du barrage St Nicolas. Troncature basale du complexe à matériel briançonnais et Schistes lustrés au contact du socle d'Ambin.	129
FIG. 87.	– Les fractures à stries de calcite des calcschistes de la rive gauche de la retenue St Nicolas.	130
FIG. 88.	– Schéma montrant les rapports structuraux existants entre les divers contacts anormaux du secteur du Mont Cenis et notamment entre la digitation du Mont Cenis et le contact Tuas Venezia-Monte Palonetto-Avérole.	132
FIG. 89.	– Panorama de la ligne de crête de Tuas Venezia vu depuis le hameau de Traverse, rive droite du torrent de Grossiglione.	134
FIG. 90.	– Schéma des mégaplis isoclinaux d'axes proches de E-W de la forêt des Tannes et de la Portaille.	135
FIG. 91.	– Plis post-foliaux communs aux matériaux de l'unité liguro-piémontaise Ciamarella-Gran Uia (B) et de l'unité piémontaise du Gias Nuovo (A2).	137
FIG. 92.	– Plis post-foliaux E-W du contact anormal séparant l'unité liguro-piémontaise inférieure Ciamarella-Gran Uia (B), de l'unité piémontaise du col de Sea (A3).	137
FIG. 93.	– Géométrie du contact entre l'unité de Susa-Chianocco (Unité piémontaise s.s.) et l'unité liguro-piémontaise inférieure Ciamarella-Gran Uia.	138
FIG. 94.	– Replis métriques cisaillés dans les serpentinites qui jalonnent le contact du torrent de l'Oney.	139
FIG. 95.	– Contacts cisaillants internes à l'unité piémontaise de Susa-Chianocco.	140
FIG. 96.	– Caractères des phases de déformations successives pour les Schistes lustrés et l'autochtone de la bordure ouest du massif d'Ambin [extrait de Allenbach, 1982].	141
FIG. 97.	– Mésoplis de phase 3 en haute vallée de la Lombarde (rive droite, dans le secteur des Favres; rive gauche au pied des Pointes du Grand Fond).	142
FIG. 98.	– La charnière du pli isoclinal kilométrique du Signal du Petit Mont Cenis.	143
FIG. 99.	– Interférences de plis dans les Schistes lustrés du secteur d'Avérole.	144
FIG. 100.	– Méga et mésostructures du secteur du refuge Albo Gastaldi.	145
FIG. 101.	– Détail des Schistes lustrés du sentier joignant les refuges Albo Gastaldi et Cibrario (coupe transversale perpendiculaire à l'axe (a) des plis P3).	146
FIG. 102.	– Allure générale des plis de cisaillement P3 affectant les marbres du Jurassique moyen-supérieur, en rive droite du torrent de Rocciamelone, au dessus de Foresto.	146
FIG. 103.	– Interférence de plis de type 3.	147
FIG. 104.	– Schéma des structures majeures superposées affectant le socle de Dora Maira et le matériel décollé de l'unité de couverture Susa - Chianocco.	147
FIG. 105 a.	– Pendage de la foliation principale et directions des linéations observées dans le triangle Bussoleno-Rocciamelone-Gran Uia.	149
FIG. 105 b.	– Pendage de la foliation principale et directions des linéations observées dans le secteur de la retenue du Mont Cenis.	150
FIG. 105 c.	– Pendage de la foliation principale et directions des linéations observées entre la haute Stura di Viù et Avérole.	151
FIG. 106.	– Schéma des structures principales du secteur de la chaîne frontière franco-italienne.	152
FIG. 107.	– Tableau de synthèse des données structurales concernant les contacts majeurs.	153
FIG. 108.	– Carte géologique du secteur étudié, près de Lanzo.	156
FIG. 109.	– Coupes géologiques sérieées NW-SE dans la terminaison nord du massif de Lanzo.	157
FIG. 110.	– Coupe géologique interprétative du secteur Chiaves-San Ignazio.	157

FIG. 111. – Schéma structural simplifié de la région de Lanzo et position des coupes analysées près du Monte Ciucrin.	158
FIG. 112. – Détail des coupes levées au Nord du Monte Ciucrin, près de Lanzo.	159
FIG. 113. – Schéma général de superposition tectonique des ensembles litho-structuraux du complexe des schistes lustrés dans les Alpes franco-italiennes du nord.	161
FIG. 114. – Champs de stabilité des assemblages alpins HP-BT du massif de Sésia, des péridotites de Lanzo et des divers éléments de Schistes lustrés de la couverture ou des unités de couverture de Lanzo (calcschistes et gneiss).	176
FIG. 115. – Un modèle lithosphérique du massif de Lanzo et de ses bordures.	177
FIG. 116. – Cadre structural de la klippe des Schistes Lustrés du Mont Jovet [d'après LU Chia Yu, 1985].	180
FIG. 117. – Coupe du versant Nord-Est de la Tête du Jarset.	181
FIG. 118. – Coupe du ruisseau des Frasses (altitude 2050 m, rive gauche).	182
FIG. 119. – Coupes partielles dressées dans les calcschistes du Mont Jovet.	183
FIG. 120. – Hypothèses sur l'âge des divers ensembles sédimentaires des Schistes lustrés du Mont Jovet.	185
FIG. 121. – Tableau des analyses des amphiboles et des pyroxènes des marbres de la couverture des serpentinites du Mont Jovet (échantillon F 124-1).	188
FIG. 122. – Variation de composition des magnésio-riébeckites dans le diagramme des amphiboles bleues [Miyashiro, 1957].	189
FIG. 123. – Les pyroxènes des marbres de la couverture des serpentinites du Mont Jovet (échantillon F 124-1) dans le diagramme des pyroxènes sodiques [champs de composition d'après Essene et Fyfe, 1967]. ..	189
FIG. 124. – Position probable des assemblages à riébeckite et aegyrine des Schistes lustrés du Mont Jovet (en X).	190
FIG. 125. – Modèle d'organisation structurale en pull-apart du secteur du Mont Jovet.	191
FIG. 126. – Réseaux de fractures en extension dans le Carbonifère de la Roche (commune de Montagny).	192
FIG. 127. – Structures cassantes du Houiller productif près du lieu-dit Les Champs (commune de Bozel).	193
FIG. 128. – Structures cassantes du Houiller productif du lieu-dit Bois de Plante Melay, sur le versant nord de la klippe.	194
FIG. 129. – Schéma structural simplifié du domaine valaisan à la latitude de Bourg Saint Maurice.	198
FIG. 130. – Le Flysch valaisan. Synthèse des données utilisées.	199
FIG. 131. – Age du Flysch valaisan. Propositions et arguments depuis le début du siècle.	200
FIG. 132. – Les substratums possibles du Flysch valaisan en Tarentaise.	202
FIG. 133. – Coupe géologique transversale de l'unité du Roignais-Versoyen le long de la crête frontière franco-italienne.	204
FIG. 133. – Carte géologique de l'unité du Roignais-Versoyen près de Bourg-Saint-Maurice.	205
FIG. 135. – Schéma d'évolution du matériel magmatique des roches vertes du Versoyen.	210
FIG. 136. – Tableau des analyses des pyroxènes des métagabbros du massif du Clapey.	211
FIG. 137. – Les pyroxènes des deux métagabbros de la Pointe du Clapey dans le diagramme des pyroxènes sodiques [Champs de composition d'après Essene et Fyfe, 1967].	212
FIG. 138. – Tableau des analyses des amphiboles bleues des métagabbros de la Pointe du Clapey.	213
FIG. 139. – Tableau des analyses des amphiboles bleues des schistes glaucophanitiques inter-coulées des métapillows du revers sud de Tormotta (Echantillon G 98 C).	214
FIG. 140. – Les amphiboles bleues des métagabbros de la Pointe du Clapey.	215
FIG. 141. – Les amphiboles bleues des métapillows du revers sud de Tormotta.	215
FIG. 142. – Coupe du revers Sud du massif de Rocheboc.	216
FIG. 143. – Coupe de la paroi Est de la Pointe de Charbonnières.	217
FIG. 144. – Coupe de la retombée Ouest du P.C. 2692.	219
FIG. 145. – Schéma de deux étapes de l'évolution du domaine valaisan.	221
FIG. 146. – Schéma d'organisation des diverses unités de Schistes lustrés sur la transversale étudiée.	223
FIG. 147. – Schéma général de superposition tectonique des ensembles structuraux du complexe des Schistes lustrés dans les Alpes franco-italiennes du Nord.	224
FIG. 148 a. – Eléments de la Pangée fini-paléozoïque.	227
FIG. 148 b. – Etapes du rifting téthysien dans un contexte transcurent.	227
FIG. 149. – Les étapes de l'évolution structurale du secteur étudié.	228
FIG. 150. – Les travaux de thèse développés à l'Université de Savoie. Localisation des secteurs d'étude.	250

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

Ph. 1. – Les marbres gris bleu de la formation 2, ponctués de taches centimétriques bleutées (galets calcaires ou calices de polypiers?). Attribués à la fin du Dogger ou au début du Malm.	231
Ph. 2. – <i>Whiteinella</i> sp. ? , taille 500 μ env. base du Crétacé supérieur, coupe de Crotte (lame G 157 F), cliché M. Marthaller.	231
Ph. 3. – <i>Marginotruncana</i> sp. ? , taille 600 μ env. Turonien supérieur-Coniacien ?, coupe de Foresto, chemin de Maisonnnettes, alt 610 m. (lame G 158 B), cliché M. Marthaller.	231
Ph. 4. – Foraminifère planctonique monocaréné, taille 350 μ env. base du Crétacé supérieur, coupe de Foresto, même niveau que la lame G 158 B (lame 4 A), cliché M. Marthaller.	231
Ph. 5. – Eléments de diabase dans les metabasites stratiformes de la Madonna dell'Ecova, près d'Urbiano.	231
Ph. 6. – Alternance de quartzites clairs et de niveaux siliceux impurs à actinotes, dans la coupe du Piccolo Monte Turlo (fig. 44).	232
Ph. 7. – Eléments de laves en coussins dans les metabasites du point coté 2641 m (entre le Colle delle Coupe et le Passo Coupe Trape).	232
Ph. 8. – Baguettes et aiguilles de piémontite alignées parallèlement aux axes de plis E-W et déformées en microplis dissymétriques synchrones d'une schistosité de strain slip (lame mince E 119).	233
Ph. 9. – Boudin écolitique (e) et sa gaine de mylonites de serpentine (S). Coupe du refuge d'avérole.	233
Ph. 10. – Aspect des alternances quartzites - marbres roux dans la coupe d'Entre Deux Ris (fig. 54, p. 74).	233
Ph. 11. – Olistolite de serpentinites enchassé dans les calcschistes et les marbres de la formation du Pis	234
Ph. 12. – Panorama de la rive gauche du torrent de la Cenischia, face à Venaus. Le matériel de l'unité San Giuseppe - Venaus participe à un pli couché plurikilométrique.	234
Ph. 13. – Détail d'une charnière de pli couché, d'axe proche de E-W, dans le matériel paragneissique et quartzitique de l'unité de San Giuseppe-Venaus	235
Ph. 14. – Elément dolomitique dans la séquence des calcschistes à paragneiss et quartzites de l'unité de San Giuseppe-Venaus.	235
Ph. 15. – La Pointe du Lamet (3504 m) et une partie de la ligne de crête Pointe du Lamet-Pointe de la Haie.	236
Ph. 16. – Détail de l'alternance des lits de calcaires micritiques (CM) et de calcaires gréseux roux (CG) de la Pointe du Lamet.	236
Ph. 17. – Plis décimétriques, sub-parallèles à la vallée actuelle de l'Arc, à vergence vers l'Est, dans les alluvions interglaciaires du hameau du Vernay (Bramans).	237
Ph. 18. – Les fractures du massif de la Turra de Lanslebourg, vues de la RN 6 (cf. fig. 82, p. 125).	237
Ph. 19. – Les fractures à stries de calcite observables dans les calcschistes du complexe des Schistes lustrés, 100 m environ au dessus du contact Le Planay - Gran Scala - Venaus (cf. fig 87, p. 130).	238
Ph. 20. – Les fractures à stries de calcite observables dans les calcschistes du complexe des Schistes lustrés, 100 m environ au-dessus du contact Le Planay - Gran Scala - Venaus (cf. fig. 87, p. 130).	238
Ph. 21. – Interférences de plis dans le matériel des unités liguro-piémontaises inférieures, près du refuge Albo Gastaldi (cf. fig. 100, cartouche C, p. 145).	239
Ph. 22. – Aspect de la structure du matériel des unités liguro-piémontaises inférieures le long du sentier joignant les refuges Albo Gastaldi et Cibrario.	240
Ph. 23. – Réseau de fractures en extension dans les grès et les schistes noirs à anthracite du Carbonifère de la Roche (commune de Montagny).	241
Ph. 24. – Panorama de la retombée ouest du Mont Miravidi.	242
Ph. 25 et 26. – Allure du contact séparant les formations schisteuses à blocs (A) des calci-arénites du Flysch (B), sur la retombée ouest du Mont Miravidi.	243

Ph. 27. – Orbitolinidés (<i>Palorbitolina</i> ?), (lame L 135. 1).	244
Ph. 28. – <i>Palorbitolina lenticularis</i> , (lame L 135. 1).	244
Ph. 29. – <i>Palorbitolina lenticularis</i> , (lame L 135. 1).	244
Ph. 30. – Orbitolinidés (<i>Paleodyctyoconnus</i> ?), (lame L 135. 2).	244
Ph. 31. – Orbitolinidé (<i>Echina</i> ?), (lame L 135. 1.).	244
Ph. 32. – <i>Melatrokerion valserinensis</i> du Bédoulien élevé (lame L 135. 2.).	244
Ph. 33. – Gros agglutiné fixé, (lame L 135. 21668).	244
Ph. 34. – Lituolidés (<i>Evertycyclamina</i> ?), (lame L 135. 21666).	244
Ph. 35. – Aspect général des sections en lame mince (lame R5 L2).	245
Ph. 36. – Fantôme de Foraminifère planctonique probable (lame R5 L1).	246
Ph. 37. – Fantôme de Foraminifère planctonique probable (lame R5 L1).	246
Ph. 38. – Fantôme de Foraminifère planctonique probable (lame R5 L1).	246
Ph. 39 et 40. – Les vestiges fossiles des calcipélites, au toit des séquences granoclassées de la coupe du revers sud du massif de Rocheboc.	247
Ph. 41. – Miliolidé observé dans les calci-arénites de la ligne de crête (lame L 136 b 10).	248
Ph. 42. – Algue rouge dans les niveaux précédemment attribués au Dogger (lame L 136 C 6).	248

LISTE DES PLANCHES HORS-TEXTE

- Pl. 1. – Carte géologique de la chaîne frontrière entre Arc et Doire Ripaire (Région de Lanslebourg, France et de Suse, Italie), à 1/50 000, en 5 feuilles format A3.
- Pl. 2. – Coupes géologiques de la chaîne frontrière entre Arc et Doire Ripaire à 1/100 000, en 3 feuilles format A3.
- Pl. 3. – Panorama de la rive gauche de la Doire Ripaire vu des collines de Tanze.
- Pl. 4. – Panorama du massif de Bellecombe vu du vallon d'Etache.
- Pl. 5. – Carte géologique du Mont Jovet à 1/25 000, pliée dans une pochette en fin de volume.
- Pl. 6. – Coupes sériées de la klippe du Mont Jovet à 1/50 000, en 1 feuille format A3.

Annexe 4

BIBLIOGRAPHIE

- ABBATE E., BORTOLLOTTI V. & PASSERINI P. (1970). - Olistotromes and olistoliths. - *Sediment. geol.*, **4**, 521-557.
- ABBATE E., BORTOLLOTTI V. & PRINCIPI G. (1980). - Apennine ophiolites : a peculiar oceanic crust. - *Ofioliti*, Spec. Issue : Tethyan Ophiolites, **1**, 59-96.
- ABBATE E., BORTOLLOTTI V. & PRINCIPI G. (1984). - Pre-orogenic tectonics and metamorphism in western Tethys ophiolites. - *Ofioliti*, **9**, 3, Special Issue : Ophiolites : oceanic tectonics and metamorphism, 245-278.
- ACKERMANN A. (1986). - Le Flysch de la nappe du Niesen. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **79/3**, 641-684.
- ACKERMANN A., BURRI M., JEANBOURQUIN P. & MANKTELOW N. (1991). - La zone Sion-Courmayeur en haut-Valais et comparaison avec les flyschs valaisans dans les Alpes occidentales. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **84/1**, 255-263.
- AHRENDT H. (1972). - Zur Stratigraphie, Petrographie und zum tektonischen Aufbau der Canavese-Zone und ihrer Lage zur Insubrischen Linie zwischen Biella und Cuorgne (Norditalien). - *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **11**, 98 p.
- ALLEGRE C. (1979). - Les ophiolites ou la recherche des océans perdus. - *Pour la Science*, **17**, 109-121.
- ALLEMAND P., BRUN JP., DAVY P. & VAN DEN DRIESSCHE J. (1989). - Symétrie et asymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **V**, **3**, 445-451.
- ALLENBACH B. (1982). - Géologie de la bordure SW du massif d'Ambin (Alpes occidentales). Lithostratigraphie des séries mésozoïques. Analyse tectonique et modélisation de la déformation. - Thèse de 3^{ème} cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 144 p.
- ALLENBACH B. & CARON J.M. (1984). - Diversité des séries bréchiques à la bordure SW du Massif d'Ambin (Alpes cottiennes). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **299**, II, **5**, 207-212.
- ALLENBACH B. & CARON J.M. (1986). - Relations lithostratigraphiques et tectoniques entre les séries mésozoïques de la bordure sud-ouest du Massif d'Ambin (Alpes occidentales). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **79**, **1**, 75-116.
- AMAUDRIC DU CHAFAUT S. (1973). - Les relations entre Schistes lustrés et flyschs autochtones dans le Sud de la Corse alpine. - *Géologie Alpine*, Grenoble, **49**, 5-12.
- AMAUDRIC DU CHAFAUT S. (1980). - Les unités alpines à la marge orientale du massif cristallin Corse. - Thèse doctorat d'Etat, Univ. P. et M. Curie, Paris, 247 p.
- AMAUDRIC DU CHAFAUT S. & FUDRAL S. (1986). - Compte-rendu de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France : « De la marge océanique à la chaîne de collision dans les Alpes du Dauphiné » (4-8 septembre 1984). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **II**, **2**, 197-231.
- AMAUDRIC DU CHAFAUT S., CARON M., DELCEY R. & LEMOINE M. (1972). - Données nouvelles sur la stratigraphie des Schistes lustrés en Corse : la série de l'Inzecca. Comparaisons avec les Alpes Occidentales et l'Apennin ligure. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **275**, D, 2611-2614.
- AMAUDRIC DU CHAFAUT S., KIENAST J.R. & SALIOT P. (1976). - Répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin en Corse. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **XVIII**, **5**, 1178-1182.
- AMAUDRIC DU CHAFAUT S., BOURBON M., GRACIANSKY (DE) P.C. & LEMOINE M. (1984). - Du Briançonnais à la Corse : modifications longitudinales d'une marge continentale passive de la tethys ligure. - *Mem. Soc. Geol. It.*, **28**, 269-283.
- AMIEUX P. (1987). - Description pétrographique de foraminifères par combinaison d'images en lumière naturelle et en cathodoluminescence. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **304**, II, **13**, 741-744.
- AMIEUX P. & JEANBOURQUIN P. (1989). - Cathodoluminescence et origine diagénétique tardive des cargneules du massif des Aiguilles Rouges (Valais, Suisse). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **V**, **1**, 123-132.
- AMSTUTZ A. (1978). - Formation des Alpes dans le segment valaisan valdotain. - *Arch. Sci.*, Genève, **31**, **1**, 5-8.
- AMSTUTZ A. (1979). - Notions fondamentales pour la géologie du Val d'Aoste. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, **289**, 659-662.
- AMSTUTZ G.C. (1980). - The early history of the term Ophiolites and its evolution until 1945, (Proc. Int. Ophiolitic symposium, Cyprus, 1979, A. Panayiotou, éd.). - *Ophiolites*, 149-152.
- ANDERSON & al (1983) - Une coupe de référence de la croûte océanique : le leg 83 du programme international de forages océaniques profonds (I.P.O.D.) au voisinage du rift de Costa Rica, Pacifique oriental. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **296**, II, 281-286.
- ANDERSON E.M. (1963). - The dynamics of faulting. Oliver and Boyd, éd., Edinbourg et Londres.
- ANDRIEUX J. & LANCELOT J.C. (1980). - Les plis « transverses » post-priaboniens dans la zone des Brèches de Tarentaise. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 1059-1061.
- ANGELIER J. & MECHLER P. (1977). - Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie : la méthode des diedres droits. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **19**, **6**, 1309-1318.
- ANGELIER J., COLLETTA B., CHOROWICZ J., ORTLIEB L. & RANGIN C. (1981). - Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez Mexico. - *J. Struct. Geology*, **3**, **4**, 347-357.
- ANGELIER J., FAUGERE E., MICHEL-NOEL G. & ANDERSON E. (1988). - Bassins en extension et tectonique synsédimentaire, exemples dans les « Basin and Range » (USA). - *Notes et Mémoires*, TOTAL-Compagnie Française des Pétroles, **21**, 51-72.
- ANGLADA R. & RANDRIANASOLO A. (1985). - Utilisation des Foraminifères planctoniques dans la paléo-océanographie de la Tethys au Crétacé. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **I**, **5**, 747-755.
- ANONYME (1972). - Penrose Field Conference on ophiolites. - *Geotimes*, **17**, 24-25.
- ANTOINE P. (1964). - Quelques précisions sur le Trias moyen et inférieur du Roc de l'Enfer et des Deux Antoines (Tarentaise). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, **258**, 1850-1852.
- ANTOINE P. (1965). - Sur l'existence de Crétacé supérieur daté dans la Nappe des Brèches de Tarentaises au Nord des Chapieux. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, **261**, 3640-3642.
- ANTOINE P. (1965). - Observations nouvelles sur la terminaison méridionale des zones du Versoyen et du Petit Saint Bernard (Savoie). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, **260**, 1213-1215.

- ANTOINE P. (1965). - Une nouvelle subdivision dans le domaine valaisan en Tarentaise et dans le Haut Val d'Aoste. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 270, 1548-1551.
- ANTOINE P. (1971). - La Zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (Vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. - *Trav. Lab. Geol. Univ. Grenoble*, Mémoire, 9, 367 p.
- ANTOINE P. (1972). - Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse. - *Géologie Alpine*, Grenoble, 48, 1, 5-40.
- ANTOINE P. *et al.* (1979). - Carte géol. France (1/50 000), feuille Mont Blanc (704) (Notice par P. Antoine *et al.*, 1978). - *BRGM éd.*, Orléans.
- ANTOINE P. *et al.* (1993). - Carte géol. France (1/50 000), feuille Bourg Saint Maurice (727). - *BRGM*, Orléans, *Notice explicative*, 110 p.
- ANTOINE P. & BARBIER R. (1978). - La terminaison méridionale de la Zone des Brèches de Tarentaise au Sud de Moûtiers (Savoie). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 286, 1849-1851.
- ANTOINE P. & BARBIER R. (1978). - Idées nouvelles sur la structure de la région de Moûtiers (Savoie). - *Géologie Alpine*, Grenoble, 54, 5-14.
- ANTOINE P. & DEBELMAS J. (1989). - Observations nouvelles sur la zone sub-briançonnaise à l'Est de Moûtiers (Savoie) : possibilité d'une halocinèse crétacée. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 309, II, 489-492.
- ANTOINE P., BARBIER R. & COLLART J. (1972). - Sur la présence de faciès volcano-sédimentaires à la base des schistes de la Bagnaz (Zone des Brèches de Tarentaise, Savoie). - *Géologie Alpine*, Grenoble, 48, 1, 41-47.
- ANTOINE P., BARBIER R. & COLLART J. (1973). - Mise en évidence d'un pli couché kilométrique (6 km) dans la Zone des Brèches de Tarentaise au Nord-Ouest d'Aime (Savoie). Conséquences structurales. - *Géologie Alpine*, Grenoble, 49, 13-19.
- ANTOINE P., BARBIER R. & COLLART J. (1974). - Le problème des « couches supérieures » de Villette en Tarentaise (Savoie). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris (D), 278, 1, 37-39.
- ANTOINE P., BARBIER R. & COLLART J. (1973). - L'âge jurassique de la série du Quermoz au Nord de Moûtiers (Savoie). - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4, 128-129.
- ANTOINE P., BARBIER R., BARFETTY C. & DEBELMAS J. (1980). - Précisions sur la formation détritique de base du flysch des Aiguilles d'Arves entre l'Arc et l'Isère (Savoie). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 290, D, 1451-1453.
- ANTOINE P., BARBIER R., BRAVARD C. & GIDON M. (1978). - Les rapports entre le flysch des Aiguilles d'Arves et le domaine valaisan au cirque de Valbuche (Savoie). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 286, 1751-1753.
- ANTOINE P., BARBIER R., DEBELMAS J. & FUDRAL S. (1972). - Précisions chronologiques et paléogéographiques sur les brèches du Massif du Grand Fond. - *Géologie Alpine*, Grenoble, 48, fasc. 1, 49-59.
- ANTOINE P., BARFETY J.C., VIVIER G., GROS Y., FUDRAL S., LANDRY P. & FABRE J. (1993). - Carte géol. Fr. (1/50 000), feuille Bourg Saint Maurice (727) (notice par P. Antoine *et al.*, 1992, 110 p.). *BRGM éd.*, Orléans.
- ANTOINE P., LOUBAT H. & VATIN-PERIGNON N. (1973). - Hypothèses nouvelles sur l'origine et la signification des « Ophiolites » du domaine pennique externe (Savoie-Valais). - *Géologie Alpine*, Grenoble, 49, 21-39.
- ARGAND E. (1909). - L'exploration géologique des Alpes pennines centrales. - *Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat.*, XLV, 166, 217-276.
- ARGAND E. (1910). - Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. - *Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz*, n.F., Liefg. XXXI, 25 p.
- ARGAND E. (1912). - Phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique. - *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.*, 48, XIII-XVI.
- ARGAND E. (1916). - Sur l'arc des Alpes Occidentales. *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 14, 145-191.
- ARMANDO E., BOZZO E. & LANZA R. (1984). - L'anomalia magnetica Torino-Asti. - *Mem. Soc. Geol. It.*, 29, 35-41.
- ARNAUD H., ARNAUD-VANNEAU A., BOURBON M., LEMOINE M. & MEGARD-GALLI J. (1985). - Hauts-fonds dans la paléogéographie mésozoïque des Alpes occidentales : témoins d'une activité tectonique liée à l'ouverture de l'océan téthysien ligure. Colloque « Geodynamique des seuils et des Hauts-fonds », Poitiers, avril 1985. - *Bull. Section Sci.*, IX, 115-128.
- ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., CHAROLLAIS J., CONRAD M., COTILLON P. & FERRY S. (1979). - Paléogéographie des calcaires urgoniens du Sud de la France. - *Geobios*, Mém. spécial, 3, 363-383.
- ARTHAUD F. & MATTE PH. (1975). - Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. - *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- ASSOCIATION DES SEDIMENTOLOGISTES FRANCAIS (1989). - Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires, éd. Technip, 443 p.
- ATLAS DU RHEGMATISME DE L'EUROPE (1976). - Etude des socles européens. - Graindor éd., Station Berthelot, Collège de France, 92190 Meudon.
- AUBOUIN J. (1964). - Réflexions sur le faciès Ammonitico rosso. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, VI, 475-501.
- AUBOUIN J. (1977). - Téthys, Atlantique et Pacifique : regard tectonique. - *C. R. somm. Soc. Geol. Fr.*, 4, 170-179.
- AUBOUIN J., AZEMA J., BIJU-DUVAL B., BOURGOIS J., MASCLÉ A. & TARDY M. (1984). - Subduction et orogénèse. Le prisme d'accrétion de la Barbade et l'absence d'accrétion le long de la fosse d'Amérique Centrale : deux processus prouvés et non exclusifs d'un phénomène crustal général, la subduction. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 298, II, 8, 351-358.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., LABESSE B. & WOZNIAK J. (1977). - Alpes Occidentales et Alpes Orientales : la zone du Canavese existe-t-elle ? - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3, 155-158.
- AUBOUIN J., BOSELLINI A. & COUSIN M. (1965). - Sur la paléogéographie de la Vénétie au Jurassique. - *Mém. Geopal.*, Univ. Ferrara, 1, 2, 5, 147-158.
- AUBOUIN J., MATTAUER M. & ALLEGRE C. (1977). - La couronne ophiolitique periaustralienne : un charriage océanique représentatif des stades précoces de l'évolution alpine. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 285, D, 953-956.
- AUBOUIN J., SIGAL J., BERLAND J.P., BLANCHET R., BONNEAU M., CADET J.P., GUILLOT P.L. (1970). - Sur un bassin de flysch : stratigraphie et paléogéographie des flyschs crétacés de la Lombardie (versant sud des Alpes orientales, Italie). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, XII, 612-658.
- AUDREN C. & TRIBOULET C. (1993). - Les chemins pression-température enregistrés au cours de la formation de plis non cylindriques dans les schistes bleus de l'île de Groix (Bretagne méridionale, France). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 317, II, 259-265.
- AUSTREIM H. (1994). - Eclogitization of the deep crust in continent collision zones. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 319, II, 761-774.
- AUTRAN A., FONTEILLES M., GOGUEL J. & GUITARD G. (1972). - Sur l'origine de la schistosité. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 274, D, 1889-1891.
- AUZENDE J.M. & le GROUPE CYAGOR (1977). - Le banc de Gorringer (sud-ouest du Portugal), un fragment de manteau et de croûte océanique reconnu par submersible. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 295, D, 1403-1406.
- AUZENDE J.M., CANNAT M., GENTE P., HENRIET J.P. *et al.* (1993). - Affleurement de roches profondes de la croûte océanique et du manteau sur le mur sud de la fracture Kane (Atlantique central) : observations par submersible. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 317, II, 1641-1648.

- AUZENDE J.M., CHARVET J., LE LANN A., LE PICHON X. *et al.* (1979). - Le banc de Goringe : résultats de la campagne Gyagor (août 1977). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **XXI**, 5, 545-556.
- AUZENDE J.M., POLINO R., LAGABRIELLE Y. & OLIVET J.L. (1983). - Considérations sur l'origine et la mise en place des ophiolites des Alpes occidentales : apports de la connaissance des structures océaniques. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **296**, II, 1527-1532.
- AVIGAD D. & GARFUNKEL Z. (1989). - Low angle faults above and below a blueschist belt, Tinos Island, Cyclades, Greece. - *Terra Nova*, **1**, 2, 182-187.
- AVIGAD D., CHOPIN C., GOFFE B. & MICHARD, A. (1993). - Tectonic model for the evolution of the Western Alps. - *Geology*, **21**, 659-662.
- AYRTON S., BUGNON C., HAARPAINTEUR T., WEIDMANN M. & FRANCK E. (1982). - Géologie du front de la nappe de la Dent Blanche dans la région des Monts Dolins, Valais. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **75/2**, 269-286.
- BACKER H., LANGE J. & MARCHIG V. (1985). - Hydrothermal activity and sulphide formation in axial valleys of the East Pacific Rise crest between 18 and 22°S. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **72**, 9-22.
- BADOUX H. & HOMEWOOD P. (1978). - Le soubassement de la nappe du Niesen dans la région du Sépey (Alpes vaudoises). - *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.*, **353**, 74, 15-23.
- BAGGIO P. (1963). - Sulla presenza di una serie titonico cretacea nel canavese s.s. (Prealpi piemontesi). *Atti dell'Istituto Veneto di Scienze. - Lettere ed Arti*, **CXXI**, 215-234.
- BAGGIO P. (1963). - Osservazioni geologiche sulla zona del Canavese s.s. nel tratto Cuorgni-Issiglio (Prealpi piemontesi). - *Acad. Sci. Torino., Atti Scienze fisiche, matematiche e naturali*, **97**, 457-478.
- BAGGIO P. (1965). - Caratteri stratigrafici e strutturali del Canavese s.s. nella zona di Montalto Dora (Ivrea). - *Mem. Istit. Geol. Mineral.*, Università di Padova, **XXV**, 24 p.
- BAGGIO P. (1965). - Geologia della zona del Canavese nel settore occidentale Levone-Cuorgne (Prealpi piemontesi). - *Atti e Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze Lettere ed Arti*, **LXXVII**, Parte II, 41-72.
- BAGGIO P. & FRIZ C. (1968). - Relazioni strutturali tra la zona Sesia e la zona Ivrea-Verbano in Val d'Ossola. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **48/1**, 113-122.
- BALDELLI C., DAL PIAZ G.V. & POLINO R. (1983). - Le quartzite à manganèse e cromo di Varenche - St Barthelemy, una sequenza di copertura oceanica della falda piemontese. - *Ophioliti*, **8/2**, 207-221.
- BALLEVRE M. (1984). - Cinématique éoalpine et alpine des unités majeures sur la transversale du Grand Paradis (Alpes occidentales). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **299**, II, 14, 981-984.
- BALLEVRE M. (1988). - Collision continentale et chemins P-T. L'unité pennique du Grand Paradis (Alpes occidentales). - *Mémoires et documents du Centre Armoricaïn d'étude structurale des Socles*, **19**, 340 p.
- BALLEVRE M. & KIENAST J.R. (1987). - Découverte et signification de paragenèses à grenat-amphibole bleue dans la couverture mésozoïque de la nappe de la Dent Blanche (Alpes occidentales). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **305**, II, 43-47.
- BALLEVRE M. & MERLE O. (1993). - The Combin Thrust : compressional reactivation of a late cretaceous-early tertiary detachment fault in the western Alps. - *International meeting, 4-5-6 march 1993, Montpellier*. Résumé, 14-15.
- BALLEVRE M., KIENAST J.R. & VUICHARD J.P. (1986). - La « nappe de la Dent-Blanche » (Alpes occidentales) : deux unités austro-alpines indépendantes. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **79/1**, 57-74.
- BANNO S. (1970). - Classification of Eclogites in terms of physical conditions of their origin. - *Phys. Earth Planet. Interiors*, **3**, 405-421.
- BARBIER R. (1952). - La stratigraphie du Trias de la Nappe des Brèches de Tarentaise (zone subbriançonnaise externe) dans la région de Moûtiers (Savoie). - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **2**, 94-97.
- BARBIER R. (1956). - L'importance de la tectonique « anté nummulitique » dans la zone ultradauphinoise au Nord du Pelvoux : la chaîne arvinche. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **6**, 355-370.
- BARBIER R. (1956). - Découverte du Tithonique dans la zone ultradauphinoise au Nord du Pelvoux. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **242**, D, 395.
- BARBIER R. (1942). - Les zones subbriançonnaise et ultradauphinoise au Nord du Pelvoux. - *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, **23**, 135-141.
- BARBIER R. (1942). - La position stratigraphique de la Brèche du Télégraphe. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 363-365.
- BARBIER R. (1943). - Observations géologiques dans la région de Moûtiers (Savoie). - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **149**, 150.
- BARBIER R. (1943). - L'âge des schistes de la Bagnaz. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **3**, 22-23.
- BARBIER R. (1948). - Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. - *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, **37**, 291 p.
- BARBIER R. (1951). - Sur la découverte de fossiles aux Pyramides calcaires (Haut Val d'Aoste) et aux Etroits du Saix (Tarentaise) et sur ses conséquences. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **232**, D, 748-749.
- BARBIER R. (1951). - La prolongation de la zone subbriançonnaise de Fr en Italie et en Suisse. - *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, **29**, 1-48.
- BARBIER R. (1963). - Réflexions sur la zone dauphinoise orientale et la zone ultradauphinoise. - *Livre à la mémoire du Pr. Paul Fallot*, **II**, 321-348.
- BARBIER R. (1963). - La zone subbriançonnaise dans la région du col du Galibier. - *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, **39**, 247-257.
- BARBIER R. & BARFETY J.C. (1972). - Les structures E-W de la zone ultradauphinoise du pays des Arves (Savoie) et leur signification (feuille Saint-Jean-de-Maurienne et La Grave à 1/50 000). - *Géologie Alpine*, Grenoble, **48**, 151-158.
- BARBIER R. & DEBELMAS J. (1961). - Les domaines de sédimentation dans la zone subbriançonnaise. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **252**, D, 916-918.
- BARBIER R. & DEBELMAS J. (1966). Réflexions et vues nouvelles sur la zone subbriançonnaise au Nord du Pelvoux (Alpes occidentales). - *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, **42**, 97-107.
- BARBIER R. & TRUMPY R. (1955). - Sur l'âge du Flysch de la Zone des Brèches de Tarentaise. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **VI**, 207-215.
- BARBIER R., BLOCH J.P., DEBELMAS J. & ELLENBERGER F. (1955). - Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Maurienne et Tarentaise (Savoie) du 4 au 12 septembre 1954. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **17**, 435-505.
- BARBIER R., BLOCH J.P., DEBELMAS J., ELLENBERGER F., FABRE J., FEYS R., GIDON M., GOGUEL J., GUBLER Y., LANTEAUME M., LATREILLE M. & LEMOINE M. (1960-1963). - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. - *Livre à la mémoire du Pr. Paul Fallot*, 333-378.
- BARD J.P. (1980). - Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. - Masson éd., 192 p.
- BARFETY J.C. & GIDON M. (1975). - La place des failles longitudinales dans la structure du Briançonnais oriental (Alpes occidentales, France). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **281**, D, 1677-1680.
- BARFETY J.C., GIDON M., LEMOINE M. & MOUTERDE R. (1979). - Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises : la faille du col d'Ornon. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **D**, **289**, 16, 1207-1210.
- BARRETT T.J. (1982). - Review of stratigraphic aspects of the ophiolitic rocks and pelagic sediments of the Vara complex, North Apennines, Italy. - *Ophioliti*, **7**, 3-46.

- BARRETT T.J. & SPOONER E.T.C. (1977). - Ophiolitic breccias associated with allochthonous oceanic crustal rocks in the east ligurian apennines, Italy. A comparison with observations from rifted oceanic ridges. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **35**, 77-91.
- BARRIER E., AURELIO M., MULLER C., PUBELLIER M., QUEBRAL R. & RANGIN C. (1990). - La faille philippine : un exemple de grand décrochement actif à l'arrière d'une zone de subduction. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **311**, II, 1, 181-188.
- BAS T. (1988). - Rifting liasique dans la marge passive téthysienne : le haut-fond de la Mure et le bassin de Beaumont (Alpes occidentales). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **IV**, 5, 717-723.
- BASSOULLET J.P., FOURCADE E. & PEYBERNES B. (1985). - Paléobiogéographie des grands Foraminifères benthiques des marges néo-téthysiennes au Jurassique et au Crétacé inférieur. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **I**, 5, 699-713.
- BATTISTON P., BENCIDINI L., DAL PIAZ G.V., DE VECCHI G., MARCHI G. & MARTIN S. (1984). - Geologia di una traversa dal Gran Paradiso alla zona Sesia-Lanzo in alta Val Soana, Piemonte. - *Mem. Soc. Geol. It.*, **29**, 209-232.
- BAUD A. (1976). - Les terriers de Crustacés décapodes et l'origine de certains faciès du Trias carbonaté. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **69/2**, 415-424.
- BAUD A. (1977). - L'échelle stratigraphique du Trias : état des travaux et suggestions. - *Bull. du BRGM*, (2), **IV**, 3, 297-299.
- BAUD A. & MASSON H. (1975). - Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais : failles conjuguées et paléokarst à Saint Triphon (Préalpes Médiannes, Suisse). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **68/1**, 131-145.
- BAUD A. & MEGARD-GALLI J. (1975). - Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase précéanienne : cycles et séquences dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. - *IXème Congrès international de Sédimentologie*, Nice 1975.
- BAUD A. & MEGARD-GALLI J. (1977). - Les milieux carbonatés du Trias et l'application de méthodes sédimentologiques comme outil de corrélation (Fr et régions limitrophes). - *Bull. du BRGM*, (2), **IV**, 3, 279-284.
- BAUD A. & SEPTFONTAINE M. (1980). - Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **73/2**, 651-660.
- BAUD A., HIRSCH F. & WEIDMANN M. (1968). - Présence de conodontes dans l'Anisien des Préalpes Médiannes Rigides. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **61/2**, 507-508.
- BAUD A., MASSON H. & SEPTFONTAINE M. (1977). - Karsts et paléotectonique jurassiques du domaine briançonnais des Préalpes. Symposium « Sédimentation jurassique W européen » - A.S.F. Publication spéciale, **1**, mars 1979, 441-452.
- BAUDIN T., ETERADOSSI O., FABRE J. & SHADE J. (1984). - Sédimentation et magmatisme du Permo-Carbonifère et de son socle dans la zone houillère briançonnaise (Savoie, Haut Val d'Aoste). - *27ème C.G.I. Moscou*, 1984, Résumé. *Geochronique*, **10**, 20-21.
- BAUDRIMONT A.F. & DUBOIS P. (1977). - Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. - *Bull. Centres Rech. Exp. Prod. Elf-Aquitaine*, 261-308.
- BAUMGARTNER P.O. (1984). - A Middle jurassic - Early cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **77**, 3, 729-837.
- BAYER R., CAROZZO M.T., LANZA R., MILETTO M. & REY D., (1989). - Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflection profile through the Western Alps. - *Tectonophysics*, **162**, 203-218.
- BAYER R., CAZES M., DAL PIAZ G.V., DAMOTTE B., ELTER G., GOSSO G., HIRN A., LANZA R. (1987). - Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (programme ECORS-CROP). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **305**, II, 1461-1470.
- BEARTH P. (1959). - Ueber eklogite, glaucophanschiefer und metamorphe pillowlaven. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **39**, 267-286.
- BEARTH P. (1967). Die ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee. *Beitr. geol. - Karte Schweiz*, n.f., **132**, 130p.
- BEARTH P. & SCHWANDER H. (1981). The post triassic sediments of the ophiolite zone Zermatt-Saas Fee and the associated manganese mineralizations. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **74/1**, 189-205.
- BEAUMONT E (DE). (1871). - Seconde note sur les roches qu'on a rencontrées dans le creusement du tunnel des Alpes occidentales entre Modane et Bardonnèche. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **73**, 689-715.
- BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. & VENTURELLI G. (1977). - The Trace Element geochemistry of Corsican Ophiolites. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **64**, 11-31.
- BECK C., BLANC G., MASCLE A. et al. (1988). Anatomie et physiologie d'un prisme d'accrétion : premiers résultats des forages du complexe de la ride de la Barbade, Leg ODP 110. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **IV**, 1, 129-140.
- BECKER H. (1993). - Garnet peridotite and eclogite Sm-Nd mineral ages from the Lepontine dome (Swiss Alps) : new evidence for Eocene high-pressure metamorphism in the central Alps. - *Geology*, **21**, 599-602.
- BECQ-GIRAUDON J.F. & VAN DEN DRIESCHE J. (1994). - Dépôts périglaciaires dans le Stéphan-Autunien du Massif Central : témoin de l'effondrement gravitaire d'un haut plateau hercynien. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **318**, II, 675-682.
- BEHRMANN J.H. & RATSCHBACHER L. (1989). - Archimedes revisited : a structural test of eclogite emplacement in the Austrian Alps. - *Terra Nova*, **1**, 3, 242-252.
- BELL T.H. & JOHNSON S.E. (1989). - Porphyroblast inclusion trails : the key to orogenesis. - *J. metamorphic Geol.*, **7**, 279-310.
- BELLET J., MESTRALLET M., PRIEUR J. & MGR SALVI. (1975). - Mont Cenis, porte des Alpes. - *Société Savoisienne d'Histoire et d'Archéologie*, **38**, 24 p.
- BENARD F., CHARPAL O. (DE), MASCLE A. & TREMOLIERES P. (1985). - Mise en évidence d'une phase de serrage Est-Ouest au Crétacé inférieur en Europe de l'Ouest. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **300**, II, 15, 765-768.
- BENCIOLINI L., MARTIN S. & TARTAROTTI P. (1984). - Il metamorfismo eclogitico nel basamento del Gran Paradiso ed in unità piemontesi della valle di Campiglia. - *Mem. Soc. Geol. It.*, **29**, p. 127-151.
- BERCKHEMER H. & THE GERMAN RESEARCH GROUP FOR EXPLOSION SEISMOLOGY. - Topographie des « Ivrea-Körpers abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten ». - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **48/1**, 235-246.
- BERGER E. (1978). - Un géothermomètre reposant sur le partage du nickel et du magnésium entre olivine et orthopyroxène : application à l'étude des péroditites. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **286**, D, 733-736.
- BERGERAT F. (1985). - Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. - Thèse doctorat d'Etat ès Sciences Naturelles, Univ. P. et M. Curie, Paris VI, 315 p.
- BERGERAT F. (1987). - Paléo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **III**, 3, 611-620.
- BERGERAT F. (1987). - Stress fields in the european platform at the time of Africa-Eurasia collision. - *Tectonics*, **6/2**, 99-132.
- BERNARD D., DEPARDON J.P., GAMOND J.F., GAY M., GRATIER J.P., MENARD G. & PIJOLAT B. (1983). - Evolution des déformations synschisteuses et des directions de transport dans le chevauchement de l'Arc alpin occidental vers le Nord-Ouest. - *Géodynamique 1*, Colloque final, Nice, Sophia-Antipolis, 14-16 février 1983 (II-26).

- BERNOULLI D. & LEMOINE M. (1980). - Birth and early evolution of the Tethys : the overall situation. - *XXVI International Geological Congress*, Paris, Colloque C5. Geology of the Alpine Chains from the Tethys, 168-179.
- BERNOULLI D. & WEISSERT H. (1985). - Sedimentary fabrics in Alpes ophiolites, south pennine Arosa zone, Switzerland. - *Geology*, **13**, 755-758.
- BERNOULLI D. & WINKLER W. (1990). - Heavy mineral assemblages from, Upper Cretaceous south-and Austroalpine flysch sequences (Northern Italy and Southern Switzerland) : source terranes and palaeotectonic implications. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **83/2**, 287-310.
- BERNOULLI D., BERTOTTI G. & ZINNG A. (1989). - Northward thrusting of the Gonfolite Lombarda (South-Alpine Molasse) onto the Mesozoic sequence of the Lombardian Alps : implications for the deformation history of the Southern Alps. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **82/3**, 841-856.
- BERNOULLI D., CARON C., HOMEWOOD P., KALIN O. & VAN STUIJVENBERG J. (1979). - Evolution of continental margins in the Alp. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **59**, 165-170.
- BERSIER A. (1958). - Séquences détritiques et divagations fluviales. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **51/3**, 854-893.
- BERTRAND J., COURTIN B. & VUAGNAT M. (1981). - Le massif ophiolitique du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France, et province de Turin, Italie) : données nouvelles sur un vestige de manteau supérieur et de croûte océanique liguro-piémontais. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **61**, 305-322.
- BERTRAND J., COURTIN B. & VUAGNAT M. (1982). - Elaboration d'un secteur de lithosphère océanique liguro-piémontais d'après les données de l'ophiolite du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France et province de Turin, Italie). - *Ophioliti*, **7**, 2/3, 155-196.
- BERTRAND J., NIEVERGELT P. & VUAGNAT M. (1985). - Interprétation paléo-océanique d'une série pélagique à matériel ophiolitique : la série de Chabrière, complexe de base du massif ophiolitique du Montgenèvre (Alpes occidentales). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **301**, II, 16, 1199-1204.
- BERTRAND J.M. (1968). - Etude structurale du versant occidental du Massif du Grand Paradis (Alpes Graies). - *Géologie Alpine*, Grenoble, **44**, 55-87.
- BERTRAND J.M. (1965). - Données nouvelles sur la géologie de la partie française du massif du Grand Paradis (Hte Maurienne). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **260**, 6405-6408.
- BERTRAND J.M. (1966). - Etude géologique de la partie française du massif du Grand Paradis (Région de Bonneval sur Arc, Vanoise orientale). - *Mém. D.E.S.*, Univ. de Paris, 128 p.
- BERTRAND J.M. & SALIOT P. (1966). - Données nouvelles sur l'âge et la nature des gneiss du Grand Paradis (Alpes Graies). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **262**, 1669-1672.
- BERTRAND M. (1894). - Maurienne et Tarentaise (Campagne 1893). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **6**, 110-115.
- BERTRAND M. (1894). - Structure des Alpes françaises et récurrence de certains faciès sédimentaires. - *Congrès géol. intern. 6ème session*, Zürich, 164-177.
- BERTRAND M. (1894). - Etudes dans les Alpes françaises. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **3**, 22.
- BERTRAND M. (1895). - Feuille de Saint Jean de Maurienne et de Bonneval. - *C. R. coll. (campagne 1894)*, *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**.
- BERTRAND M. (1896). - La Tarentaise au Nord de l'Isère. - *Bull. Carte géol. Fr.*, **VIII**, 53, 145-150.
- BERTRAND M. (1896). - Sur les Schistes du Mont Jovet (à propos d'une note du Dr J.W. Gregory). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **3**, 24, 140-147.
- BESLIER M.O., BRUN J.P., BOILLOT G. & GIRARDEAU J. (1990). - Boudinage of the lithosphere and mantle uprise during continental stretching : the example of the deep passive continental Galicia margin. - *Terra abstracts*, **9**, 126.
- BESLIER M.O., GIRARDEAU J. & BOILLOT G. (1988). - Lithologie et structure des péridotites à plagioclase bordant la marge continentale passive de la Galice (Espagne). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **306**, II, 373-380.
- BESLIER M.O., GIRARDEAU J. & BOILLOT G. (1990). - Kinematics of peridotite emplacement during North Atlantic continental rifting, Galicia, northwestern Spain. - *Tectonophysics*, **184**, 321-343.
- BIINO G. & COMPAGNONI R. (1989). - The Canavese zone between the Serra d'Ivrea and the Dora Baltea River (Western Alps). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **82/2**, 413-427.
- BIINO G. & POGNANTE U. (1989). - Palaeozoic continental-type gabbros in the Gran Paradiso nappe (Western Alps, Italy) : Early-Alpine eclogitization and geochemistry. - *Lithos*, **24**, 3-19.
- BIINO G., CASTELLI D. & ROSETTI P. (1986). - Plutonisme acide et basique dans le socle de la zone du Canavese : relations entre le « granite de Belmonte » et les gabbros dans la région de Cuorgne (Alpes occidentales). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **303**, II, 16, 1473-1476.
- BINI G. & BECHAZ S. (1981). - L'assu gli ultimi. La vie des montagnards. - *Edizioni Virginia Pero.*, Milano, 85 p., photos.
- BLAKE M.C. JR. & JAYKO A.S. (1990). - Uplift of very high pressure rocks in the western Alps : evidence for structural attenuation along low-angle faults. - *Mém. Soc. géol. Fr.*, **156**, 237-246.
- BLAKE M.C., FUDRAL S. & ROURE F. (1980). - Relations structurales entre le massif de Lanzo et le massif de Sesia dans la région de Lanzo, Alpes occidentales, Italie. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **XXII**, 1, 145-150.
- BLAKE M.C., IRWIN W.O. & COLEMAN R.G. (1969). - Blueschist-facies metamorphism related to regional thrust-faulting. - *Tectonophysics*, **8**, 237-246.
- BLANCHET R. (1973). - Formations terrigènes phases tectoniques précoces, mise en place des Ophiolites dans les Dinarides de Bosnie septentrionale - Yougoslavie. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **276**, D, 153-155.
- BLANCHET R. (1975). - De l'Adriatique au bassin pannonique. Essai d'un modèle de chaîne alpine. - *Mém. Soc. géol. Fr.*, **LIII**, 120, 1974, 172 p.
- BLOCH J.P. (1960). - Les brèches liasiques du Monte Gallero (Alpes Maritimes). - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **5**, 10101.
- BLUNDELL D.J. & THE BABEL WORKING GROUP (1993). - Seismic reflectivity of the crust transition from basin to platform regions in Europe. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **164/3**, 343-351.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972). - Gli archi appenninici, il mare ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro-arco. - *Mem. Soc. géol. It.*, **11**, 201-216.
- BOCCALETTI M., COLI M., PRINCIPI G., SAGRI M. & TORTORITICI L. (1984). - Piedmont - Ligurian ocean: an example of the passive tension fissure within a mega shear zone. - *Ophioliti*, **9**, 3, Special Issue : Ophiolites : Oceanic tectonics and metamorphism, 353-362.
- BOCCHIO R., MORTEN L. & MOTTANA A. (1982). - Transformation of a superferrian eclogite within serpentinite : a case study from the Voltri Group, Italy. - *Terra Cognita*, **2**, « Eclogites », 306.
- BOCQUET J. (1971). - Cartes de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **64/1**, 71-103.
- BOCQUET J. (1974). - Le socle Briançonnais de Vanoise (Savoie) : arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son polymétamorphisme. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **278**, D, 2601-2604.
- BOCQUET J. (1974). - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. - Thèse de doctorat d'Etat, Univ. Sci. et Méd. Grenoble, 489 p.
- BOCQUET J. (1974). - Il metamorfismo prealpino nella Vanoise (Savoia) e in altri settori dello zoccolo Brianzonnese. - *Mem. Soc. geol. It.*, **13**, 271-284.

- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C. & KRUMMENACHER D. (1974). - K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps. - *Contr. Mineral. Petrol.*, **47**, 7-26.
- BODINIER J.L., DUPUY C. & DOSTAL J. (1987). - Lanzo (Alps) and Eastern Pyrenean peridotites : contrasted geochemistry and geodynamic implications. - *Terra Cognita*, **7**, Résumé, 608.
- BODINIER J.L., GUIRAUD M., DUPUY C. & DOSTAL J. (1986). - Geochemistry of basic dikes in the Lanzo massif (Western Alps) : Petrogenetic and Geodynamic implications. - *Tectonophysics*, **128**, 77-95.
- BODINIER J.L., MENZIES M.A. & THIRLWALL M. (1990). - Elemental and isotopic geochemistry of the Lanzo massif : implications for the temporal evolution of the MORB source. - *Terra abstracts*, **9**, 126.
- BOILLOT G. (1979). - Géologie des marges continentales. - Masson, Paris, 139 p.
- BOILLOT G. & L'ÉQUIPE DE LA CAMPAGNE 103 DU JOÏDES RESOLUTION. (1985). - Résultats préliminaires de la campagne 103 du Joïdes Resolution (Ocean Drilling Program) au large de la Galice (Espagne) : sédimentation et distension pendant le « rifting » d'une marge stable ; hypothèse d'une dénudation tectonique du manteau supérieur. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **301**, II, 9, 627-632.
- BOILLOT G., COMAS M., GIRARDEAU J., KORNPORST J., LOREAU J.P., MALOD J. & MOUGENOT D. (1986). - Fonds sous-marins basaltiques et ultramafiques au pied d'une marge stable. Résultats préliminaires de la campagne Galinante (plongées du submersible Nautile à l'Ouest de l'Espagne). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **303**, II, 19, 1719-1724.
- BOILLOT G., FRIMAUD S., MAUFFRET A., MOUGENOT D., KORNPORST J. & MARGAL-DANIEL J. (1980). - Ocean-continent boundary off the Iberian margin : a serpentinite diapir west of the Galicia bank. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **48**, 23-34.
- BOILLOT G., GIRARDEAU J. & KORNPORST J. (1988). - Rifting of the Galicia margin : crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor. - *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **103**, 41, 741-756. Boillot G. & Winterer E.L. éd.
- BOILLOT G., GIRARDEAU J. & KORNPORST J. (1989). - Rifting of the West Galicia continental margin : a review. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, V, 2, 393-400.
- BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M. & BIJU-DUVAL B. (1984). - Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Masson, Paris, 342 p.
- BOILLOT G., RECQ M., WINTERER E., MEYER A.W., APPLIGATE J., BALTUCK M. & BERGEN J. (1987). - Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins : a model based on drillin results (ODP leg 103, Western Galicia margin, Spain). - *Tectonophysics*, **132**, 335-342.
- BOILLOT G., RECQ M., WINTERER E., MEYER A.W., APPLIGATE J., BALTUCK M. & BERGEN J. (1986). - Amincissement de la croûte continentale et dénudation tectonique du manteau supérieur sous les marges stables : à la recherche d'un modèle. L'exemple de la marge occidentale de la Galice (Espagne). - *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **10**, 1, 95-104.
- BOIRIE J.M. & SOUQUET P. (1982). - Les poudingues de Mendibelza : dépôts de cônes sous-marins du Rift albien des Pyrénées. - *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **6**, 2, 405-435.
- BOIS C. (1993). - Orogenic belts and sedimentary basins ; Thoughts on crustal evolution suggested by deep seismic reflection images. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **164/3**, 327-342.
- BONATTI E. (1976). - Serpentinite protrusions in the oceanic crust. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**, 107-113.
- BONATTI E. (1985). - Punctiforme initiation of seafloor spreading in the Red Sea during transition from a Continental to an-oceanic rift. - *Nature*, **316**, 6023, 33-37.
- BONATTI E., EMILIANI C., FERARA G., HONNOREZ J. & RYDELL H., 1974. - Ultramafic- carbonate breccias from the equatorial mid-atlantic ridge. - *Marine geology*, **16**, 83-102.
- BONATTI E., HAMLYN P. & OTTONELLO G. (1981). - Upper mantle beneath a young oceanic rift : peridotites from the Island of Zabargad. - *Geology*, **9**, 474-479.
- BONATTI E., HONNOREZ J. & GARTNER S. JR. (1973). - Sedimentary serpentinites from the Mid-Atlantic ridge. - *J. Sedim. Petrology*, **43**, 3, 728-735.
- BONOLI L., CADOPPI P. & SACCHI R. (1992). - Occurrence of metavolcanics in the southernmost Dora-Maira massif (Italian Western Alps). Contributions to the Geology of Italy ; a volume dedicated to Tommaso Cocozza. L. Carmignani & F.P. Sassi Éd. - *Newsletter*, **5**, 237-240.
- BORGHIA A. (1991). - Structural evolution of the northeastern sector of the Serie dei Laghi (Southern Alps). - *Boll. Soc. Geol. It.*, **110**, 639-647.
- BORGHIA A., CADOPPI P., PORRO A. & SACCHI R. (1985). - Metamorphism in the north part of the Dora Maira Massif (Cottian Alps). - *Boll. Mus. Reg. Sci. Nat. Torino*, **3,2**, 369-380.
- BORGHIA A., CADOPPI P., PORRO A., SACCHI R. & SANDRONE R. (1984). - Osservazioni geologiche nella Val Germanasca e nella media Val Chisone (Alpi Cozie). - *Boll. Mus. Reg. Sci. Nat. Torino*, **2,2**, 503-530.
- BORGHIA A., COMPAGNONI R. & SANDRONE R. (1992). - Composite P-T path of the Gran Paradiso nappes : petrological constraints to the geodynamic evolution of the eclogitic continental crust of the western Alps. Géotatier alpin, 12-13 novembre 1992, Grenoble. - *Géologie Alpine*, Grenoble, série spéciale « Colloques et Excursions », **1**, 8-9.
- BORIANI A. & SACCHI R. (1974). - The « Insubric » and other tectonic lines in the southern alps (N.W. Italy). - *Mem. Soc. Geol. It.*, **13/1**, 327-337.
- BORIANI A., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., VON RAUMER J. & SASSI F.P. (1974). - Caratteri, distribuzione ed età del metamorfismo prealpino nelle Alpi. - *Mem. Soc. Geol. It.*, **13/1**, 165-225.
- BORTOLAMI G. & DAL PIAZ G.V. (1970). - Il substrato cristallino dell'anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (Prov. Torino). - *Mem. Soc. Ital. Sci. Nat.*, **18**, 125-169.
- BOUDIER F. (1976). - Le massif Lherzolitique de Lanzo (Alpes piémontaises). Etude structure et pétrologique. - Thèse doctorat d'Etat, Nantes.
- BOUDIER F., NICOLAS A. & BOUCHEZ J.L. (1979). - Comparaison des structures dans les péridotites d'origine ophiolitique et subocéanique. - 7ème R.A.S.T. Lyon, p. 74.
- BOUDIER F. (1990). - The Lanzo plagioclase lherzolite : partial melting during mantle uprise. - *Terra abstracts*, **9**, p.127.
- BOUDON J., GAMOND J.F., GRATIER J.P., ROBERT J.P., DEPARDON J.P., GAY M. & RUHLAN M. (1976). - L'arc alpin occidental : réorientation de structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **69/2**, 509-519.
- BOUFETTE J. (1993). - Evolution tectonométamorphique des unités océaniques et continentales au nord du massif Dora-Maira (Alpes occidentales). - Thèse de doctorat, Ecole Normale Supérieure de Lyon, 166 p.
- BOUFETTE J. & CARON M. (1991). - The piedmontese units in the Monte Roccia area : a metamorphosed accretionary prism. - *Terra abstracts*, **3**, 219.
- BOUFETTE J., LARDEAUX J.M. & CARON J.M. (1993). - Le passage des granulites aux élogites dans les métapélites de l'unité de la Punta Muret (Massif de Dora Maira, Alpes occidentales). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **317**, II, 1617-1624.
- BOUILLIN J.P. (1967). - Les klippes sédimentaires du Crétacé du sillon sous-pyrénéen entre Cubières et Cucugnan (Aude). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **265**, D, 1668-1671.

- BOUILLIN J.P. & BELLOMO D. (1990). - Les filons sédimentaires jurassiques de Longobucco-Caloveto (Calabre, Italie); application à l'étude des paléostructures d'une marge téthysienne. - *Geodinamica Acta* (Paris), **4/2**, 111-120.
- BOUMA A.H. (1962). - *Sedimentology of some flysch deposits*. Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- BOURBON M. (1977). - Reconstitution paléomorphologique de fonds marins sur la marge nord-téthysienne : le Jurassique supérieur et le Crétacé briançonnais externes près de Briançon. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **XIX**, 4, 729-733.
- BOURBON M. (1980). - Evolution d'un secteur de la marge nord téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. - Thèse doctorat d'Etat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 580 p.
- BOURBON M., CARON J.M., LEMOINE M. & TRICART P. (1979). - Stratigraphie des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes (Alpes occidentales franco-italiennes) : nouvelle interprétation et conséquences géodynamiques. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **4**, 180-182.
- BOURBON M., CARON J.M., LEMOINE M. & TRICART P. (1980). - Réponse à la note de L.E. Ricou. Commentaires à la note « Stratigraphie des « Schistes lustrés » piémontais ». - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **3**, 93.
- BOURBON M., CARON J.M., GRACIANSKY (DE) P.C., LEMOINE M., MEGARD-GALLI J., MERCIER D. (1977). - Mesozoic evolution of the western alps : birth and development of part the spreading oceanic tethys and its european continental margin. - *Symposium « Structural History of the Méditerranéen basins », Split*. Bijou-Duval B. and Montadert L., éd. Éditions Technip, Paris, 19-34.
- BOURBON M., GRACIANSKY (DE) P.C., LEMOINE M., MEGARD-GALLI J. & MERCIER D. (1975). - Carbonates de plate-forme et séries pélagiques condensées dans le Mésozoïque de la zone briançonnaise (Alpes françaises). - *IXème Congrès international de Sédimentologie, Nice*, Excursion 5, 155 p.
- BOURGOIS J. (1979). - Origine sédimentaire des « polymict rauhwackes », formation post-triasique impliquée dans les nappes internes bétiques (Espagne méridionale). - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **1**, 26-29.
- BOUSSAC J. (1914). - Feuille de Tignes à 1/50 000. - *Bull. des Services de la Carte géol. de la Fr.*, **136**, XXIII, 1913-1914, 193-204.
- BOYER S.E. & ELLIOTT D. (1982). - Thrust systems. - *Bull.*, **V**, 66, 9, 1196-1230.
- BOZON P. (1986). - Maurienne et Tarentaise. Les destinées des hautes vallées de Savoie. - *Éditions des Cahiers de l'Alpe, Société des Écrivains Dauphinois*, Grenoble, 259 p.
- BRAVARD C. (1982). - Données nouvelles sur la stratigraphie et la tectonique de la zone des Aiguilles d'Arves au Nord du Lautaret. - *Géologie Alpine*, Grenoble, **58**, 5-13.
- BRAVARD C. (1983). - Les structures à vergence Est de la zone des Aiguilles d'Arves (Savoie). - *Géologie Alpine*, Grenoble, **59**, 33-43.
- BRAVARD C. (1983). - Précisions sur l'âge et les caractères de la tectonique du soubassement du flysch des Aiguilles d'Arves. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **297**, II, 285-288.
- BRAVARD C., KERCKHOVE C. & BARBIER R. (1981). - Réinterprétation du sommet de la série des Aiguilles d'Arves et de ses rapports avec la zone subbriançonnaise dans la vallée de l'Arc (Savoie, Alpes occidentales). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **292**, II, 531-534.
- BREHERET J.G. (1985). - Indices d'un évènement anoxique étendu à la Téthys alpine, à l'Albien inférieur (évènement Paquier). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **300**, II, 8, 355-358.
- BRODIE K.H. & RUTTER E.H. (1987). - Deep crustal extensional faulting in the Ivrea zone of Northern Italy. - *Terra Cognita*, **7**, 2-3, 160.
- BROQUET P. (1970). - La notion d'olistostrome et d'olistolite. Historique et étude critique. - *Ann. Soc. Geol. Nord*, **XC**, 2, 77-86.
- BROQUET P. (1973). - Olistostrome, olistolite et klippe sédimentaire. - *Ann. Sci. Univ. Besançon, Géologie*, **3**, **20**, 45-53.
- BROQUET P. (1978). - Olistostrome, olistolite. - *Encyclopedia of Sedimentology*. Edited by RW Fairbridge et J. Bourgois. *Encyclopedia of Earth Sciences*, **VI**, 508-510.
- BROUDOUX B. (1985). - Géologie des unités de Vanoise septentrionale et méridionale de Pralognan à Tignes. - Thèse 3^{ème} cycle, Université des Sciences et des Techniques de Lille, 239 p.
- BROUDOUX B. & RAOULT J.F. (1989). - Précisions sur les coupes de l'Aiguille des Aïmes et de la cascade du Manchet, exemples de la série Val d'Isère-Ambin (Savoie). - *Trav. Sci. Parc Nat. Vanoise*, **XVIII**, 9-26.
- BROUDOUX B., DEBRABANT P. & RAOULT J.F. (1985). - Géochimie des calcaires et encroûtements du Malm à l'Eocène en Vanoise : données préliminaires (zone briançonnaise interne, Alpes). - *Ann. Soc. géol. Nord*, **C. IV**, 193-207.
- BRUN J.P. (1978). - Le problème de l'interprétation des directions « a » déterminé par l'étude des linéations déformées. - *Géol. Rundschau*, **67**, 1, 305-313.
- BRUN J.P. & CHOUKROUNE P. (1981). - Déformation progressive et structures crustales. - *Rev. Géol. Géogr. phys.*, **23**, 3, 177-193.
- BRUN J.P. & VAN DRIESSCHE J. (1994). - Extensional gneiss domes and detachment fault systems : structure and kinematics. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **165**, 1, 519-530.
- BRUN J.P., CHOUKROUNE P. & FAUGERES E. (1985). - Les discontinuités significatives de l'amincissement crustal : application aux marges passives. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, I, 1, 139-144.
- BRUNEL M. & GEYSSANT J. (1978). - Mise en évidence d'une déformation rotationnelle Est-Ouest par l'orientation optique du Quartz dans la fenêtre des Tauern (Alpes Orientales). Implications géodynamiques. - *Rev. Géogr. phys. Géol. Dynam.*, **2**, **XIII**, 4, 351-358.
- BUCHS A., CHESSEX R., KRUMMENACHER D. & VUAGNAT M. (1962). - Ages « plomb total » déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **42**, 295-305.
- BULLARD E. (Sir), EVERETT J.E. & SMITH G. (1965). - The fit of the continents around the Atlantic. - *Symposium continental drift*, P.M.S. Blackett, E.C. Bullard and S.K. Runcorn éd. Phil. Trans. R. Soc. London, **A 1088**, 1-51.
- BUREAU D. (1984). - Discontinuité de la couverture de blocs basculants en domaine continental : conséquences anté et post-orogéniques. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **299**, II, 15, 1979-1984.
- BUREAU D. & LORENZ C. (1986). - Dynamique structurale d'une couverture en blocs basculés synsédimentaires, lors d'une compression ultérieure. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **303**, II, 11, 1047-1052.
- BURG J.P., BRUN J.P. & VAN DEN DRIESSCHE J. (1990). - Le Sillon Houiller du Massif Central français : Faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne varisque. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **311**, II, 147-152.
- BURG J.P., VAN DEN DRIESSCHE J. & BRUN J.P. (1994). - Syn- to post-thickening extension : mode and consequences. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **319**, II, 1019-1032.
- BURG J.P., VAN DEN DRIESSCHE J. & BRUN J.P. (1994). - Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe : modes and structural consequences. - *Géologie de la France*, **3**, 33-51.
- BURRI M. (1975). - Sur les structures de la zone houillère externe dans les vallées des Drances (VS). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle **68/2**, 285-299.
- BURRI M. (1979). - Les formations valaisannes dans la région de Visp. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **72/3**, 789-802.

- BURRI M. (1983). - Le front du Grand Saint Bernard du Val d'Herens au Val d'Aoste. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **76/3**, 469-490.
- BURRI M. (1983). - Description géologique du front du Saint Bernard dans les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). - *Bulletin de Géologie*, Lausanne, **270**, 88 p.
- BUSSON G. (1994). - L'évènement océanique anoxique du Cénomanien supérieur : une interprétation mettant en jeu une stratification des eaux océaniques par le CO₂ mantellique. - *Journées spécialisées, Société Géologique de France*, Lyon, 27-28 octobre 1994, résumé, p.5.
- BUTLER R.W.H. (1983). - Balanced cross-sections and their implications for the deep structure of the northwest alps. - *J. Struct. Geology*, **5**, 2, 125-137.
- BUTLER R.W.H. (1985). - The restoration of thrust systems and displacement continuity around the Mont Blanc massif, NW external Alpine thrust belt. - *J. Struct. Geology*, **7**, 5, 569-582.
- CABY R. (1990). - Granitoïdes et ophiolites piémontaises : nouvelles données sur l'association plutono-volcanique du « Rocher Blanc » (Queyras Hautes-Alpes, France). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **310**, 619-625.
- CABY R. (1992). - Hiérarchie des déplacements et exhumation du socle de la zone Briançonnaise, des Alpes Cottiennes aux Alpes Graies. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **315**, 1517-1523.
- CABY R. (1964). - Etude géologique du bord interne de la zone briançonnaise et de la bordure des Schistes lustrés entre Modane et la Vallée Etroite (Savoie, Haut Val de Suse). - *Trav. Labo. Géol. Univ. Grenoble*, **40**, 131-186.
- CABY R. (1973). - Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpine. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, XV, 5/6, 624-634.
- CABY R. (1981). - Le Mésozoïque de la zone du Combin en Val d'Aoste (Alpes graies) : imbrications tectoniques entre séries issues des domaines pennique, austroalpin et océanique. - *Géologie Alpine*, Grenoble, **57**, p. 5-13.
- CABY R. & COMES J. (1975). - Déformations alpines polyphasées dans la zone Sesia en Val d'Aoste. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **D**, **280**, 415-418.
- CABY R., DUPUY C. & DOSTAL J. (1987). - The very beginning of the Ligurian Tethys : petrological and geochemical evidence from the oldest ultramafite-derived sediments in Queyras, western Alps (France). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **80/1**, 223-240.
- CABY R., KERCKHOVE C. & LEMOINE M. (1963). - Présence de témoins attribuables à la série du Flysch à Helminthoïdes dans la partie externe du pays des Schistes lustrés des Alpes cottiennes. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **256**, 2003-2005.
- CABY R., KIENAST J.R. & SALIOT P. (1976). - Modèle d'évolution structurale des Alpes occidentales. - *Colloque International CNRS*, **268**, Ecologie et Géologie de l'Himalaya, 85-92.
- CABY R., KIENAST J.R. & SALIOT P. (1978). - Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes Occidentales. - *Rev. Géogr. phys., Géol. dynam.* Paris, **XX**, 4, 307-322.
- CABY R., MICHARD A. & TRICART P. (1971). - Découverte d'une brèche polygénique à éléments granitoïdes dans les ophiolites métamorphiques piémontaises (Schistes lustrés du Queyras). Alpes françaises. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **D**, **273**, 999-1002.
- CADOPPI P. (1990). - Geologia del basamento cristallino nel settore settentrionale del massiccio Dora-Maira (Alpi occidentali). - Thèse de l'Université de Turin, 208 p.
- CADOPPI P. (1991). - Composition and tectonic setting of the northern part of the Dora Maira massif, Italian western Alps. - *Terra abstracts*, **3**, 224.
- CADOPPI P. & TALLONE S. (1992). - Structural and lithostratigraphic heterogeneity of the northern part of the Dora Maira massif (Western Alps). - *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, **35**, 9-18.
- CADOPPI P. & TALLONE S. (1992). - Relationships between basement and mesozoic covers in the northernmost part of the Dora-Maira massif. Géoatelier Alpin, 12-13 novembre 1992, Grenoble. - *Géologie Alpine*, Grenoble, série spéciale « Colloques et Excursions », **1**, 14-15.
- CADOPPI P., SACCHI R., SANDRONE R. & VIALON P. (1992). - Thoughts on the pre-alpine evolution of the Dora-Maira massif. Géoatelier Alpin, 12-13 novembre 1992, Grenoble. - *Géologie Alpine*, Grenoble, série spéciale « Colloques et Excursions », **1**, 12-13.
- CAKIR V., JUTEAU T. & WHITECHURCH H. (1978). - Nouvelles preuves de l'écaillage intra océanique précoce des ophiolites téthysiennes : les roches métamorphiques infra péridotitiques du massif de Pozanti-Karsanti (Turquie). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, **7**, XX, 1, 61-70.
- CALLEGARI E., COMPAGNONI R. & DAL PIAZ G.V. (1969). - Relitti di strutture intrusive erciniche e scisti a sillimanite nel Massiccio del Gran Paradiso. - *Boll. Soc. geol. It.*, **88**, 59-69.
- CALLEGARI E., COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V., FRISATTO V., GONO G. & LOMBARDO B. (1976). - Nuovi affioramenti di metagranitoidi nella zona Sesia-Lanzo (Alpi occidentali). - *Rendi. Soc. It. Min. Petrologia*, **XXXII**, 97-111.
- CALLEGARI E., SACCHI R., BOVO S. & TORASSA G. (1980). - Osservazioni strutturali sul versante italiano del massiccio di Ambin (Alpi Graie). - *Boll. Soc. Geol. It.*, **99**, 395-404.
- CANEROT J. (1988). - Manifestations de l'halocinèse dans les chaînons béarnais (zone Nord- Pyrénéenne) au Crétacé inférieur. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **306**, II, 1099-1102.
- CANEROT J. (1989). - Rifting éo-crétacé et halocinèse sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales (Fr). Conséquences structurales. - *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **13**, 1, 87-99.
- CANEROT J. (1989). - Récifs et mudmounds albo-aptiens des Pyrénées occidentales : une approche génétique par la stratigraphie séquentielle. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **308**, II, 57-62.
- CANEROT J. & DELAUAUX F. (1986). - Tectonique et sédimentation sur la marge nord-ibérique des chaînons béarnais (Pyrénées basco-béarnaises). Remise en question de la signification des lherzolites du sommet de Savailhé. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **302**, II, 15, 951-956.
- CANNIC S. (1993). - Signatures pétrographique et géochimique du magmatisme basique du Versoyen (zone valaisane, Alpes occidentales). Implications géodynamiques. - Mémoire DEA Géodynamique, Chambéry.
- CANNIC S., MUGNIER J.L., LARDEAUX J.M., HUNZIKER J.C. & LAPIERRE H. (1995). - Tectono-metamorphic evolution of the Roignais Versoyen unit (Western Alps), evidence of crustal normal fault. - *Terra abstracts*, EUG 8, Strasbourg, France, 9-13 April 1995, résumé p. 117.
- CAPPONI G. (1990). - Nuovi dati sul contatto tra il Gruppo di Voltri e il Massiccio Cristallino di Savona, tra Celle e Sanda (Alpi Liguri). - *Rend. Soc. Geol. It.*, **13**, 3-4.
- CAPPONI G. (1991). - Megastructure of the south eastern part of the Voltri Group (Ligurian Alps) : a tentative interpretation. - *Boll. Soc. Geol. It.*, **110**, 391-403.
- CAPPONI G. (1987). - Alcune considerazioni sul Massiccio di Voltri (Alpi Liguri). - *Boll. Soc. Geol. It.*, **196**, 633-645.
- CAPPONI G. & CRISPINI L. (1990). - Chloritoid bearing assemblages in metagabbros from the Erro-Tobbio unit (Voltri massif, Ligurian Alps) : preliminary data. - *Ophioliti*, **15/2**, 327-332.
- CAPPONI G., CRISPINI L., FERRANDO M. & SANTILLI A. (1994). - Sheath folds from the Voltri Group (Ligurian Alps, Italy) : geometrical features and development hypothesis. - *Boll. Soc. Geol. It.*, **113** (15-24).
- CARFANTAN J.C. (1969). - Essais de datation de divers micas par les traces de fission. Limites de la méthode. - *Annales du Centre d'Enseignement Supérieur de Chambéry, Section Sciences*, **7**, 61-74.

- CARFANTAN J.C. (1973). - Les matériaux de construction traditionnels de Savoie. Situation. Caractéristiques géologiques. Réserves. - Rapport géologique, 35 p., Chambre des métiers de Savoie.
- CARFANTAN J.C. (1974). - Le « marbre vert » de Longefoy (Savoie). - Rapport géologique inédit, 6p.
- CARFANTAN J.C. (1986). - Du système cordilleraire nord-américain au domaine caraïbe. Etude géologique du Mexique méridional. - *Trav. Dép. Sci. Terre*, Université de Savoie, Chambéry, 7.
- CARIOU E., COUTINI D., DOMMERQUES J.L., ENAY R., GEYSSANT J.R., MANGOLD C. (1985). - Biogéographie des Ammonites et évolution structurale de la Téthys au cours du Jurassique. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, 1, 5, 679-697.
- CARME F. & PIN C. (1987). - Vue d'ensemble sur le magmatisme pré-orogénique et l'évolution métamorphique et tectonique varisques dans le Sud de la chaîne de Belledonne (massifs Cristallins Externes, Alpes françaises). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 304, II, 19, 1177-1181.
- CARON C. (1972). - La Nappe Supérieure des Préalpes : subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 65/1, 57-73.
- CARON C., HESSE R., KERCKHOVE C., HOMEWOOD P., STUIJVENBERG J.V., TASSE N. & WINKLER W. (1981). - Comparaison préliminaire des flyschs à Helminthoïdes sur trois transversales des Alpes. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 74/2, 369-378.
- CARON C., HOMEWOOD P. & WILDI W. (1989). - The original Swiss Flysch : a reappraisal of the type deposits in the Swiss Prealps. - *Earth-Science Reviews*, 26, 1-45.
- CARON J.M. (1971). - Influence possible du comportement des constituants fluides sur les associations à lawsonite et glaucophane dans les Alpes franco-italiennes à la latitude de Briançon. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 272, D, 1937-1939.
- CARON J.M. (1971). - Contribution à l'étude lithostratigraphique et structurale de la région de Sestrière (Alpes cottiennes, Italie). - *Géologie Alpine*, Grenoble, 47, 45-67.
- CARON J.M. (1974). - Les glissements synschisteux, reflets dans les Schistes lustrés, de mouvement de socle ? (exemple dans les Alpes cottiennes septentrionales, France et Italie). - *Géologie Alpine*, Grenoble, 50, 45-55.
- CARON J.M. (1974). - Rapports entre diverses « générations » de Lawsonite et les déformations dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales (France et Italie). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 7, XVI, 3, 255-263.
- CARON J.M. (1977). - Evolution paléogéographique et tectonique de la zone piémontaise dans les Alpes cottiennes. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 7, t. XIX, 4, 893-899.
- CARON J.M. (1977). - Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. - Thèse doctorat d'Etat, Université de Strasbourg, Mémoire n° 48, Sciences géologiques, 326 p.
- CARON J.M. (1979). - Relations entre métamorphisme et déformation dans les Alpes cottiennes. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 72/2, 497-507.
- CARON J.M. (1979). - Déformation des linéations. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 72/2, 485-496.
- CARON J.M. (1984). - The diversity of geodynamic regimes leading to high pressure-low temperature metamorphism (Western alps and Corsica). - *Terra Cognita*, 4, E.U.G. Conference Reports.
- CARON J.M. & DELCEY R. (1979). - Lithostratigraphie des Schistes lustrés corses : diversité des séries post-ophiolitiques. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 288, D, 1525-1528.
- CARON J.M. & GAY M. (1977). - La couverture mésozoïque du massif d'Ambin, transition entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 70/3, 643-665.
- CARON J.M., KIENAST J.R. & LARDEAUX J.M. (1983). - Development and preservation of high pressure-low temperature metamorphism : examples from the Alps and Corsica. - *Terra Cognita*, 3, 182.
- CARON J.M., POLINO R., POGNANTE U., LOMBARDO B., LARDEAUX J.M., LAGABRIELLE Y., GOSSO G. & ALLENBACH B. (1984). - Où sont les sutures majeures dans les Alpes internes ? (transversale Briançon-Turin). - *Mem. Soc. Geol. It.*, 29, 71-78.
- CARON J.M., SCHUMACHER F. & TRICART P. (1973). - Chronologie et évolution longitudinale des structures dans les Schistes lustrés piémontais des Alpes cottiennes (France et Italie). - *Sci. Géol. Bull.*, 26, 2-3, 245-258.
- CARON M. (1983). - Taxonomie et phylogénie de la famille des Globotruncanidae. - *Zitteliana*, 10, 677-681.
- CARON M. (1983). - La spéciation chez les foraminifères planctoniques : une réponse adaptée aux contraintes de l'environnement. - *Zitteliana*, 10, 671-676.
- CARPENA J. (1983). - Ophiolitic fission track ages in the French occidental Alps. - *Terra Cognita*, 3, 183.
- CARPENA J. (1984). - Contribution de la méthode des traces de fission à l'étude des Alpes franco-italiennes : relation tectonique métamorphique. - Thèse doctorat d'Etat Paris-Sud Orsay, 232 p.
- CARPENA J. (1985). - Tectonic interpretation of an inverse gradient of zircon fission track ages with respect to altitude : alpine thermal history of the Gran Paradiso basement. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 90, 74-82.
- CARPENA J. & CABY R. (1983). - Mise en évidence par la méthode des traces de fission de l'âge éocène de zones ultramylonitiques dans le socle du Grand Paradis (Alpes occidentales). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 297, II, 289-292.
- CARPENA J. & CABY R. (1984). - Fission-track evidence for Late Triassic oceanic crust in the French Occidental Alps. - *Geology*, 12, 108-111.
- CARPENA J. & MAILHE D. (1984). - Plis en fourreau hectométriques au coeur de l'orthogneiss du Grand Paradis (Alpes Occidentales italiennes) ? - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 298, II, 9, 415-418.
- CARPENA J. & MAILHE D. (1985). - La méthode des traces de fission : son intérêt en géologie. - Extrait de « Méthodes de Datation par les phénomènes nucléaires naturels. Applications », 203-249. E. Roth, B. Poty, Masson éditeur.
- CARPENA J., POGNANTE U. & LOMBARDO B. (1986). - New constraints for the timing of the Alpine metamorphism in the internal ophiolitic nappes from the western alps as inferred from fission-track data. - *Tectonophysics*, 127, 117-127.
- CARRARO F. & SCHMID R. (1968). - Bibliographie der « Zone Ivrea-Verbano ». - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 48/1, 339-355.
- CARRARO F., DAL PIAZ G.V. & SACCHI R. (1970). - Serie di Valpellina e il zona diorito- Kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente dalla zona Ivrea-Verbano. - *Mem. Soc. Geol. It.*, 9, 197-224.
- CARSWELL D.A. (1989). - Eclogite facies rocks. - Blackie, Glasgow, 396 p.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA a 1/100 000 SCHEDA SUSÀ. (1959). - Edizione dei lavori di Franchi, Mattiolo, Novarese e Stella, 1890-1910.
- CARTA TETTONICA D'ITALIA (1980). - Echelle 1/1 500 000 - Progetto finalizzato Geodinamica. - Pubblicazione 269.
- CARTE DES LINEAMENTS DE LA FRANCE à 1/1 000 000. (1980). - D'après les images des satellites Landsat 1972 à 1976. BRGM éd., Orléans.
- CARTE SISMOTECTONIQUE DE LA FRANCE à 1/1 000 000 (+ NOTICE)., 1980. - *Mém. BRGM*, 111, Orléans.
- CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1986). - Pianura padana. Interpretazione integrata di dati geofisici e geologici. - 73° Congresso Società Geologica Italiana, Roma, 27 p., 35 fig.

- CASSINIS R. (1986). - The geophysical exploration of the upper crust from the Ligurian coast to the northern margin of the Po valley : problems and results. - *Tectonophysics*, **128**, 381-394.
- CASTELLETTO M. & CANEPA M. (1991). - The « Piemonte zone » in St Barthelemy valley, Aosta Valley, Italian Western Alps. - *Terra abstracts*, **3**, 224.
- CASTELLI D. (1991). - Eclogitic metamorphism in carbonate rocks : the exemple of impure marbles from the Sesia-Lanzo Zone, Italian Western Alps. - *J. metamorphic Geol.*, **9**, 61-77.
- CHABRIER G. & MASCLE G. (1979). - Essai de restitution du domaine Provence-Corse-Sardaigne-Sicile à partir de marqueurs structuraux hercyniens. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **288**, D, 1271-1274.
- CHATAGNON F. (1982). - L'analyse d'images appliquée à des problèmes structuraux : fracturation du site du barrage de Vinça (Pyrénées Orientales). Structure d'un marbre de Carrare. Déformation des quartzites du massif de Dora Maira. - Thèse 3^{ème} cycle, Université Grenoble I, 1983, 125 p.
- CHATTERJEE N.D. (1962). - Time and place of progressive regional metamorphism : a discussion. - *Geol. Rundschau*, **52**, 819-824.
- CHATTERJEE N.D. (1963). - Zur tektonik der penninischen zone in der weiteren umrahmung des nördlichen Dora-Maira-massivs, italienische westalper. - *Geol. Rundschau*, **53**, 536-550.
- CHATTERJEE N.D. (1966). - On the widespread Occurence of Oxidized chlorites in the Penninic Zone of the Western italian alps. - *Contr. Mineral. and Petrol.*, **12**, 325-339.
- CHENET P.Y. (1979). - Le secteur subbriançonnais entre Gap et le col du Galibier au Mésozoïque, sa place dans la marge européenne de la Téthys. - *Géologie Alpine*, Grenoble, **55**, 45-74.
- CHESSEX R. (1964). - Déterminations d'âge sur des zircons de roches des Alpes et des Apennins par la méthode des « radiations damage ». - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **64**, 27-42.
- CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D. & VUAGNAT M. (1964). - Nouvelles déterminations d'âges « plomb total » sur des zircons alpins. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **44**, 43-60.
- CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D. & VUAGNAT M. (1964). - Sur l'âge de la syénite du Montgenevre (Hautes Alpes, France). - *Arch. Sci.*, Genève, **17**, 342-346.
- CHESSEX R., DELALOYE M., LAURENT R., BERTRAND J. & VUAGNAT M. (1966). - Données géochimiques et déterminations d'âges plomb total sur des zircons alpins. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **4**, 691-694.
- CHIESA S., CORTESOGNO L., FORCELLA F., GALLI M., MESSIGA B., PASQUARE G., PEDEMONTE G.M., PICCARDO G.B. & ROSSI P.M. (1975). - Assetto strutturale ed interpretazione geodinamica del gruppo di Voltri. - *Bull. Soc. geol. It.*, **94**, 555-581.
- CHIESA S., LIBORIO G., MOTTANA A. & PASQUARE G. (1972). - La paragonite nei calcesciste delle Alpi : distribuzione e interpretazione geo-petrologica. - *Mem. Soc. Geol. It.*, **11**, 1-30.
- CHOPIN C. (1987). - Very-high-pressure metamorphism in the western Alps : implications for subduction of continental crust. *Phil. Trans. - R. Soc. Lond.*, **A321**, 183-197.
- CHOPIN C. (1977). - Une paragenèse à margarite en domaine métamorphique de haute pression - basse température (massif du Grand Paradis, Alpes françaises). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **D**, 285, 1383-1386.
- CHOPIN C. (1978). - Les paragenèses réduites ou oxydées de concentrations manganésifères des Schistes Lustrés de Haute-Maurienne (Alpes françaises). - *Bull. Minéral.*, **101**, 514-531.
- CHOPIN C. (1979). - De la Vanoise au Massif du Grand Paradis. Une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de Haute pression. - Thèse 3^{ème} cycle, Université P. et M. Curie, 145 p.
- CHOPIN C. (1981). - Mise en évidence d'une discontinuité du métamorphisme alpin entre le massif du Grand Paradis et sa couverture allochtone (Alpes Occidentales françaises). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, **3**, 297-301.
- CHOPIN C. (1983). - High pressure facies series in pelitic rocks : a review. - *Terra Cognita*, **3**, 183.
- CHOPIN C. (1984). - Pelitic blueschists, a new aspect of metamorphic petrology. - *Terra Cognita*, **4**, E.U.G. Conference Reports.
- CHOPIN C. (1984). - Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps : a first record and some consequences. - *Contr. Mineral. Petrol.*, **86**, 107-118.
- CHOPIN C. (1985). - Les relations de phase dans les métapélites de haute-pression. Approche expérimentale et naturaliste. Conséquences géodynamiques pour les Alpes occidentales. - Thèse doctorat d'Etat, Université P. et M. Curie, Paris.
- CHOPIN C. (1987). - Very-high-pressure metamorphism in the Western Alps : new petrologic and field data. - *Terra Cognita*, **7**, 2-3, 94.
- CHOPIN C. & KLASKA R. (1985). - Ellenbergerite, a new high pressure Mg-Al (Ti-Zr) silicate with phosphatic varieties and with a novel crystal structure. E.U.G. - *Terra Cognita*, **5**, 326.
- CHOPIN C. & MALUSKI H. (1978). - Résultats préliminaires obtenus par la méthode de datation ³⁹Ar/⁴⁰Ar sur des minéraux alpins du Massif du Grand Paradis et de son enveloppe. - *6ème R.A.S.T.*, Orsay, p. 102.
- CHOPIN C. & MALUSKI H. (1980). - ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (western alps) : evidence against the blocking temperature concept. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **74**, 109-122.
- CHOPIN C. & MARESCH W.V. (1984). - High pressure metamorphism : indicator of subduction and crustal thickening. - *Terra Cognita*, **4**, E.U.G. Conference Reports.
- CHOPIN C. & MONIE P. (1984). - A unique magnesio chloritoid-bearing high pressure assemblage from the Monte Rosa, Western Alps : petrologic and ⁴⁰Ar/³⁹Ar radiometric study. - *Contr. Mineral. Petrol.*, **87**, 388-398.
- CHOPIN C., HENRY C. & MICHARD A., (1991). - Geology and petrology of the coesite-bearing terrain, Dora Maira massif, Western Alps. - *Eur. J. Mineral.*, **3**, 263-291.
- CHOPIN C., HENRY C. & MICHARD A. (1989). - Geological setting of a coesite-bearing terrane, Dora Maira massif, Western Alps. Résumé, 28ème Congrès Géologique International, Washington, 9-19 juillet 1989. - *Geochronique*, **30**, 48.
- CHOPIN C., SCHREYER W. & BALLER T. (1988). - Synthesis and stability limits of Ellenbergerite. - *Terra Cognita*, **8/1**, Second International Symposium on Experimental Mineralogy, Petrology and Geochemistry. Résumé, p. 59.
- CHOPIN C., SMITH D.C. & PEUCAT J.J. (1983). - Schistes bleus et élogites. Penrose conférence. - *Géochronique*, **4**, 11, compte rendu.
- CHOUKROUNE P. (1971). - Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les « zones abritées » (« pressure shadows »). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), **XIII**, 3-4, 257-271.
- CHOUKROUNE P., BALLEVRE M., COBBOLD P., GAUTIER Y., MERLE O. & VUICHARD J.P. (1986). Deformation and Motion in the western alpine arc. - *Tectonics*, **5/2**, 215-226.
- CHURCH W.R. (1972). - Ophiolite : its definition, origin as oceanic crust, and mode of emplacement in orogenic belts, with special reference to the appalachians. - « *The ancient oceanic lithosphere* », 71-85. Canadian contribution n° 6 to the Geodynamics project. Publications of the Earth Physics Branch.
- CLOOS M. (1982). - Flow melanges : numerical modeling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **93**, 330-345.

- CLOOS H., ROEDER D. & SCHMIDT K. EDS. (1978). - Alps, Apennines, Hellenides. Geodynamic Investigation along Geotraverses by an International group of Geoscientists. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- COBBOLD P.R. & QUINQUIS H. (1980). - Development of sheath folds in shear regimes. - *J. Struct. Geology*, 2, 1/2, 119-126.
- COLEMAN R.G. (1977). - Emplacement and metamorphism of ophiolites. - *Rendi. Soc. It. Min. Petrologia*, 33, 1, 161-190.
- COLEMAN R.G. (1980). - Tectonic inclusions in serpentinites. - Proceedings. Symposium on Tectonic Inclusions and Associated Rocks in Serpentinites. Genève, 1979. - *Arch. Sci. Genève*, 33, 2-3, 1980, 89-102.
- COLEMAN R.G. (1984). - Preaccretion tectonics and metamorphism of ophiolites. - *Ophioliti*, Special issue : Ophiolites : oceanic tectonics and metamorphism, 9, 3, 205-222.
- COLEMAN R.G., LEE D.E., BEATTY L.B. & BRANNOCK W.W. (1965). - Eclogites and Eclogites : their differences and similarities. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 67, 3, 317-390.
- COLI M., NICOLICH R., PRINCIPI G. & TREVES B. (1991). - Crustal delamination of the northern Apennines thrust belt. - *Boll. Soc. Geol. It.*, 110, 501-510.
- COLLART J. (1973). - La zone des Brèches de Tarentaise entre Montgirod et le vallon du Cornet d'Arêches (au Nord de Moûtiers), Savoie. - Thèse 3^{ème} cycle, Université de Grenoble, 99 p.
- COLLETTA B. & ANGELIER J. (1982). - Sur les systèmes de blocs faillés basculés associés aux fortes extensions : étude préliminaire d'exemples ouest-américains (Nevada, U.S.A. et Basse Californie, Mexique). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 294, II, 467-469.
- COLLETTA B., ANGELIER J., CHOROWICZ J., ORTLIEB L. & RANGIN C. (1981). - Fracturation et évolution néotectonique de la péninsule de Basse-Californie (mexique). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 292, II, 1043-1048.
- COLLOMB P. & ELLENBERGER F. (1966). - Signification tectonique de la linéation régionale. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 262, p. 1921.
- COMPAGNONI R. & LOMBARDO B. (1974). - The alpine age of the Gran Paradiso eclogites. - *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, 30/1, 223-237.
- COMPAGNONI R. & PICCARDO G.B. (1991). - High-pressure metamorphism in the western Alps : introduction. *J. metamorphic Geol.*, 9/1, 3-4, special Issue, 109 p.
- COMPAGNONI R. & PRATO R. (1969). - Paramorfosi di cianite su sillimanite in scisti pregranitici del massiccio del Gran Paradiso. - *Bull. Soc. Geol. It.*, 88, 537-549.
- COMPAGNONI R. & SANDRONE R. (1979). - Il massiccio ultrabasico di Lanzo nel quadro del metamorfismo alpino. - *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, 35, 2, 842.
- COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V., FIORA L., GOSSO G., LOMBARDO B., MAFFEO B., WILLIAMS F. (1977). - Excursion to the Sesia-Lanzo zone and valtournanche metamorphic ophiolites. - *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, 33, 375-388.
- COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., GOSSO G., LOMBARDO B. & WILLIAMS F. (1977). - The Sesia-Lanzo Zone, a slice of continental crust with alpine High pressure. Low temperature assemblages in the western Italian alps. - *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, 33/1, 281-334.
- COMPAGNONI R., ELTER G. & LOMBARDO B. (1974). - Eterogeneità stratigrafica del complesso degli « gneiss minuti » nel massiccio cristallino del Gran Paradiso. - *Mem. Soc. geol. It.*, 13, 227-239.
- COMPAGNONI R., RADICATI F. & SANDRONE R. (1984). - Kaersutite-bearing mylonitic gabbro from the Lanzo-peridotite (Western Italian Alps). - *Geol. en Mijnb.*, 189-196.
- COMPAGNONI R., RADICATI DI BROZOLO F. & SANDRONE R. (1982). - Pre-alpine amphibolite-facies metamorphism in sheared gabbros of the ultramafic Lanzo massif (Internal Western alps). - *Terra Cognita*, 2, 237.
- CONGRES INTERNATIONAL DE GRENOBLE. (1977). - Associations Basiques et Ultrabasiques dans les zones Orogéniques - (B.U.M.A.). 31 mai- 9 juin 1977.
- CONQUERE F. & KORNPORST J. (1974). - Pétrogenèse des roches ultrabasiques. - *Revue de la Haute Auvergne*, 44, 357-379. A.G.S.O., Journées d'Aurillac, 15-16 mai 1974.
- CONTI M., MARCUCCI M. & ZANZUCCHI G. (1988). - Radiolarian dating of the Mt. Alpe cherts at Costa Scandella, Mt. Penna-Mt. Aiona Group, Ligurian Apennines. - *Ophioliti*, 13/1, 81-84.
- CONVEGNO DELLA SOCIETA GEOLOGICA ITALIANA SULLA GEOLOGICA DELLE ALPI LIGURI (1984). - Dati e problemi fondamentali della geologia delle Alpi Liguri. Pavia - Alpi Liguri - Genova - 11-16 Giugno 1984. - Fascicolo introduttivo. Guida all'escursione - Parte I, II, III.
- CORON S. & GUILLAUME A. (1968). - Sur les relations de la « Zone d'Ivrée » avec ses bordures. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 48/1, 285-293.
- CORTESOGNO L. & GAGGERO L. (1992). - The basaltic dikes in the Bracco gabbroic massif : petrology of the earliest phases of basaltic activity in the northern apennines ophiolites. - *Ophioliti*, 17, 2, 183-198.
- CORTESOGNO L., DALLAGIOAVANNA G., VANNUCCI R. & VANOSMI M. (1988). - Volcanisme, sédimentation et tectonique pendant le Permo-Carbonifère en Briançonnais ligure : une revue. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 81/2, 487-510.
- CORTESOGNO L., ERNST W.G., GALLI M., MESSIGA B., PEDEMONTE G.M. & PICCARDO G.B. (1977). - Chemical petrology of eclogitic lenses in serpentinite. Gruppo di Voltri, Ligurian Alps. - *J. Geology*, 85, 255-277.
- CORTESOGNO L., GALBIATI B. & PRINCIPI G. (1980). - Le Breccie serpentinite Giurassiche della Liguria orientale. Proceedings Symposium on tectonic inclusions and associated rocks in serpentinites, Genève, 1979. - *Arch. Sci.*, Genève, 33, 2-3, 1980, 185-200.
- COSGROVE J.W. (1976). - The formation of crenulation cleavage. - *Journ. geol. Soc. Lond.*, 132, 155-178.
- COSTANTINI A., DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A., SANDRELLI F. & MEMMI I. (1991). - Evidence of Triassic volcanic activity in the Verrucano group of southern Tuscany. - *Boll. Soc. Geol. It.*, 110, 717-725.
- COTILLON P. (1985). - Les variations à différentes échelles du taux d'accumulation sédimentaire dans les séries pélagiques alternantes du Crétacé inférieur, conséquences de phénomènes globaux. Essai d'évaluation. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 8-I, 1, 59-68.
- COUREL L., DONSIMONI M. & MERCIER D. (1986). - La place du charbon dans la dynamique des systèmes sédimentaires des bassins houillers intramontagneux. - *Mém. Soc. géol. Fr.*, 149, 37-50.
- COUTELLE A. & DUEE G. (1984). - Essai sur la tectogenèse des chaînes alpines de la Méditerranée occidentale. - *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 8-1, 1-13.
- COWARD M. & DIETRICH D. (1989). - Alpine tectonics - an overview. Coward, M.P., Dietrich, d. and Park, R.G (eds), Alpine Tectonics. - *Geological Society Special Publication*, 45, 1-29.
- COWARD M.P. (1983). - Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. - *J. Struct. Geology*, 5, 2, 113-123.
- CROS P. & LAPOINTE P. (1984). - Les paléokarsts triasiques sud-alpins et l'origine des tuffites « Pietra verde » ladinienes : exemple des Dolomites italiennes. - 5^{ème} Congrès européen de Sédimentologie, 9-11 avril 1984, 3 p.
- CROUZET C. (1993). - Etude paléomagnétique de l'évolution tectonique et thermique tardive dans la zone Delphino-Helvétique (Alpes occidentales, France). - Stage de recherche, DEA Rhône-Alpes, 37 p.

- CURNELLE R. & DUBOIS P. (1986). - Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français (bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 8, II, 4, 529-546.
- CURZI P. & MEMBRI DELLA CROCIERA 107 (ODP, MAR TIRRENO). (1987). - La crociera 107 della Joides Resolution (Oceanic Drilling Program) nel Mar Tirreno : risultati preliminari. - *Boll. Soc. Geol. It.*, 106, 93-98.
- CYAGOR GROUPE (AUZENDE J.M., CHARVET J., LE LANN A., LE PICHON X. & MONTEIRO J.). (1977). - Le banc de Gorringe (sud-ouest Portugal), un fragment de manteau et de croûte océanique reconnu par sumersible. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 285, D, 1403-1406.
- D'ARGENIO B. & MINDZENTY A. (1991). - Karst bauxites at regional unconformities and geotectonic correlation in the Cretaceous of the Méditerranéan. - *Boll. Soc. Geol. It.*, 110, 3-14.
- DAL PIAZ G.V. (1965). - La formazione mesozoica dei calciscisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournanche ed i servi rapporti strutturali con il ricoprimento Monte Rosa e con la zona Sesia-Lanzo. - *Boll. Soc. Geol. It.*, 84, 67-104.
- DAL PIAZ G.V. (1965). - Il lembo di ricoprimento della Becca di Toss : - Struttura retroflessa della zona del Gran San Bernardo. - *Atti e Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze Lettere ed Arti.*, 77, 107-136.
- DAL PIAZ G.V. (1967). - Le « granatiti » (rodingiti l.s.) nell serpentinite delle Alpi occid. italiane. - *Mem. Soc. Geol. It.*, 6, 267-313.
- DAL PIAZ G.V. (1974). - Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpine-apenninique. 2ème partie. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54, 399-424.
- DAL PIAZ G.V. (1974). - Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpine-apenninique. 1ère partie : considérations paléogéographiques. - *Boll. Soc. Geol. It.*, 93, 437-468.
- DAL PIAZ G.V. (1976). - Il lembo di ricoprimento del Pillonet. Falda della Dent Blanche nelle Alpi occidentali. - *Mem. Inst. Geol. Min.*, Univ. Padova, 31, 60 p.
- DAL PIAZ G.V. (1988). - Revised setting of the Piedmont zone in the Northern Aosta Valley, Western Alps. - *Ophioliti*, 13, 2/3, 157-162.
- DAL PIAZ G.V. & LOMBARDO B. (1986). - Early alpine eclogite metamorphism in the Penninic Monte Rosa - Gran Paradiso basement nappes of the northwestern Alps. - *Mem. Geological Society of America*, 164, 249-265.
- DAL PIAZ G.V. & LOMBARDO B. (1982). - Early alpine eclogitic overprinting in the penninic Monte Rosa - Gran Paradiso basement nappes, Italy. - *Terra Cognita*, 2, « Eclogites », 306.
- DAL PIAZ G.V. & LOMBARDO B. (1985). - Review of radiometric dating in the Western Italian Alps. - *Rend. Soc. It. Miner. Petrologia*, 40, 1, 125-138.
- DAL PIAZ G.V. & NERVO R. (1971). - Il lembo di ricoprimento del Glacier Rafray (Dent Blanche l.s.). - *Boll. Soc. Geol. It.*, 90, p. 401-414.
- DAL PIAZ G.V., DE VECCHI G.P. & HUNZIKER J.C. (1977). - The austroalpine layered gabbros of the Matterhorn and Mt Collon-Dents de Bertol. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 57, 59-88.
- DAL PIAZ G.V., DI BATTISTINI G., KIENAST J.R. & VENTURELLI G. (1979). - Manganiferous quartzitic schists of the Piemonte ophiolite nappe in the Valsesia-Valtournanche area (Italian Western Alps). - *Memorie di Scienze geologiche*, XXXII, 24 p.
- DAL PIAZ G.V., GOSSO G. & MARTINOTTI G. (1971). - La II Zona diorito - Kinzigitica tra la Valsesia e la Valle d'Ayas (Alpi occidentali). - *Mem. Soc. Geol. It.*, 10, 257-276.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI G. (1972). - La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi Nordoccidentali interne. - *Mem. Soc. Geol. It.*, XI, 433-466.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI G. (1973). - Excursion to the Sesia Zone of the Schweiz. Mineralogische und Petrographische Gesellschaft. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 53/3, 477-490.
- DAMBRINE P. & LANGANEY C. (1980). - Arguments métallogéniques en faveur de l'existence d'un socle anté-namurien en Vanoise méridionale (Savoie, France). - *Bulletin du BRGM*, II, Section II, 4, 1980-1981, 277-299.
- DARDEAU G. (1984). - Les mouvements de distension jurassique sur la marge européenne de la Tethys, d'après les éléments recueillis dans les Alpes Maritimes (France). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 299, II, 5, 203-206.
- DARDEAU G. & GRACIANSKY (DE) P.C. (1987). - Indices d'une tectonique synsédimentaire distensive d'âge crétacé inférieur dans la basse vallée de l'Esteron (Alpes Maritimes) et conséquences géodynamiques. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, III, 6, 1207-1210.
- DAVY P. (1987). - The mechanism of crustal thickening versus the rheology of the lithosphere. - *Terra Cognita*, 7, 2-3, 124.
- DAVY P. & GILLET P. (1986). - The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. - *Tectonics*, 5/6, 913-929.
- DAVY P., BALE P. & BRUN J.P. (1987). - Overstacking and understacking during collision : inferences from experimental modelling. - *Terra Cognita*, 7, 2-3, 123.
- DE MARIA L., GOSSO G., MILETTO M., POGNANTE U., RIGATTI G. & SPALLA M. (1983). - Carta strutturale interpretativa e profili a pannello tra la Zona Piemontese, la Zona Sesia-Lanzo e il massiccio ultrabassico di Lanzo. - *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 26.
- DEBELMAS J. (1955). - Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes Alpes). - *Mém. Carte géol. Fr.*, 101 p.
- DEBELMAS J. (1957). - Quelques remarques sur la conception actuelle du terme de cordillère dans les Alpes internes françaises. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, 7, 463-474.
- DEBELMAS J. (1970). - La position des formations de type flysch dans le développement orogénique des chaînes méditerranéennes. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XII, 4, 595-598.
- DEBELMAS J. (1980). - Les chaînes alpines issues de la Tethys : introduction générale. En coll. avec AUBOUIN J. et LATREILLE M. (p. 7 à 14). L'Europe alpine : les chaînes périméditerranéennes. Introduction. En coll. avec AUBOUIN J. (p. 61 à 66). - *L'arc alpine-carpatiche, Colloque C5 du 26^{ème} C.G.I.* Paris.
- DEBELMAS J. (1980). - Les Alpes franco-italiennes en coll. avec KERKHOVE C. (p. 21 à 58). Le bassin rhodanien en coll. avec DEMARCO G. (p. 59 à 62). Le bas Languedoc (p. 63 à 64) en coll. avec PHILIP J. Excursion n° 25 en coll. avec GIRAUD P. et SACCHI R. (p. 99-117). - *Publication du 26^{ème} C.G.I.* Paris, ouvrage G. 18.4
- DEBELMAS J. (1980). - Carte géologique de la France (1/250 000 + notice). Feuille Annecy. - BRGM éd.
- DEBELMAS J. (1982). - Guide géologique régional : Alpes de Savoie. Guide géologique régional : - *Alpes de Savoie*. Masson éd.
- DEBELMAS J. (1986). - Intracontinental subduction and Mountain uplift : the example of the western Alps. - *Géologie Alpine*, Grenoble, 62, 1-10.
- DEBELMAS J. et al. (1980). - Introduction à la géologie du Sud-Est. - *Livret-Guide des excursions du 26^{ème} Congrès géologique international*, Paris, ouvrage G. 18.4, 249 p.
- DEBELMAS J. & LEMOINE M. (1957). - Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maïra et de la Varaita (Alpes cottiennes, Italie). - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1, 38-40.
- DEBELMAS J. & LEMOINE M. (1957). - Discordance angulaire du Rhétien sur le Trias dans la massif de Peyre-Haute au Sud de Briançon. Importance de l'érosion anté-rhétienne dans la zone briançonnaise. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, 7, 489-493.

- DEBELMAS J. & LEMOINE M. (1963). - Le Crétacé inférieur dans les zones internes des Alpes occidentales franco-italiennes. - *Mémoire BRGM*, 34, 723-732.
- DEBELMAS J. & LEMOINE M. (1970). - The Western Alps : palaeogeography and structure. - *Earth. Sci. Rev.*, 6, 221-256.
- DEBELMAS J. & POTIE L. (1960). - Sur l'âge du « Malm » Briançonnais. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 250, 3862.
- DEBELMAS J. & SANDULESCU M. (1987). - Transformante nord-pennique et problèmes de corrélation paléospastique entre les Alpes et les Carpathes. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, III, 2, 403-408.
- DEBELMAS J., ANTOINE P., BARBIER R., BARFETY J.C. *et al.* (1989). - Carte géol. France (1/50 000), feuille Moutiers (751) (Notice par J. Debelmas *et al.*, 1989, 53 p). BRGM éd., Orléans
- DEBELMAS J., CARRARO F., GIRAUD P., MONTJUVENT G. & SACCHI R. (1980). - Carte géol. France (1/250 000), feuille Annecy (30), (Notice par J. Debelmas *et al.*, 1979, 56 p. BRGM éd., Orléans).
- DEBELMAS J., DEMONS J., ELLENBERGER F., GOFFE B., FABRE J. *et al.*, 1989. - Carte géol. France (1/50 000), feuille Modane (775) (Notice par J. Debelmas *et al.*, 1989, 53 p.
- DEBELMAS J., ESCHER A. & TRUMPY R. (1983). - Profiles through the western alps. Profiles of Orogenic Belts. - *Geodynamics series*, 10, 83-96 (American Geophysical Union).
- DEBELMAS J., GIDON M. & KERCKHOVE C. (1980). - Idées actuelles sur les cargneules alpines. Livre jubilaire Jacques Flandrin. - *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci.*, Lyon, H.S. 4, 195-201.
- DEBELMAS J., KERCKHOVE C. & DESMONS J. (1988). - Sur l'âge de la phase méso-alpine dans les zones internes des Alpes franco-italiennes. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 306, II, 1237-1240.
- DEBENEDETTI A. (1964). - Il complesso radiolarite-giacimento di manganese giacimenti piritoso cupriferi-roccia a fuschite, come rappresentante del Malm nella formazione dei calcisisti. - *Osservazioni nell'Alpi piemontesi e della Val d'Aosta.*, 131-163.
- DEBON F., COCHERIE A., MENOT R.P., VIVIER G. & BARFETY J.C. (1994). - Datation du plutonisme magnésien varisque des massifs cristallins externes des Alpes : l'exemple du granite des Sept Laux (massif de Belledonne, France). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 318, II, 1497-1504.
- DEBRANT-PASSARD S., COURBOULEIX S. & LIENHARDT M.J. (1984). - Synthèse géologique du sud-est de la France. - *Mém. BRGM*, Orléans, n° 125 et n° 126.
- DEBROAS E.J., LAGIER Y. & SOUQUET P. (1983). - Turbidites calcaires exceptionnelles dans le flysch turono-coniacien du versant nord des Pyrénées occidentales. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XXV, 6, 911-919.
- DECANDIA F. & ELTER P. (1972). - La « zona » ofiolitifera del Bracco nel settore fra Levante e la Val Graveglia (Apennino ligure). - *Mem. Soc. géol. It.*, V. 11, 505-530.
- DELALOYE M. & DESMONS J. (1976). - K-Ar radiometric age determinations of white micas from the Piemont zone, French-Italian Western Alps. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 57, 297-303.
- DELAMETTE M. (1982). - Filons sédimentaires dans les calcaires urgoniens du massif de Platé : enregistrement d'un épisode tectonique mésocrétacé dans le domaine nord-subalpin. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 294, II, 607-610.
- DELAMETTE M. (1988). - Relation between the condensed Albian deposits of the Helvetic domain and the oceanic current-influenced continental margin of the northern Tethys. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, IV, 5, 739-745.
- DELAMETTE M., CARON M. & BREHERET J.G. (1986). - Essai d'interprétation génétique des faciès euxiniques de l'Eo-Albien du bassin vocontien (S.E. France) sur la base de données macro et microfauaniques. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 302, II, 17, 1085-1090.
- DELCEY R. (1964). - Données sur deux nouvelles séries lithostratigraphiques de la zone des Schistes Lustrés de la Corse nord-orientale. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 279, 1693-1696.
- DELCEY R. & MEUNIER A. (1966) - Le Massif de Tenda (Corse) et ses bordures : la série volcano-sédimentaire, les gneiss et les granites ; leurs rapports avec les Schistes lustrés. - *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 278, 61, 237-251.
- DEMANGE M. (1994). - Anteviariscan evolution of the Montagne Noire (France) : from a passive margin to a foreland basin. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 318, II, 921-933.
- DERAMOND J., GRAHAM R.H., HOSSACK J.R., BABY P. & CROUZET G. (1985). - Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 301, II, 16, 1213-1216.
- DERCOURT J., RICOU L.E. & VRIELINK B. (1993). - Atlas Tethys, paleoenvironmental maps. Gauthier Villars, Paris, 307 p.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X. & KNIPPER A.L. (1985). - Présentation de 9 cartes paléogéographiques à 1/20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'actuel. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, I, 5, 637-652.
- DESMASON Y.L., NICOT E. & GUILHAUMOU N. (1988). - Le matériel triasique inséré dans les terres noires : arguments pétrographiques pour une halocinèse précoce dans la région de Buis les Baronnies. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, IV, 5, 759-770.
- DESMONS J. (1990). - Sur quelques minéraux de la zone Piémontaise (zone du Combin) dans les Alpes françaises. - *Géologie Alpine*, Grenoble, 66, 23-38.
- DESMONS J. (1977). - Mineralogical and petrological investigations of alpine metamorphism in the internal french western alps. - *Amer. J. Science*, 277, 1045-1066.
- DESMONS J. & HUNTZIKER J.C. (1987). - Maps of geochronological data from the central and western Alps. - *Terra Cognita*, 7, 2-3, 92.
- DESMONS J. & PLOQUIN A. (1989). - Chimie du Briançonnais - Grand Saint Bernard anté-mésozoïque (Alpes occidentales) : une vue synoptique. - *Géologie Alpine*, Grenoble, 65, 1-31.
- DESMONS J. & RADELLI L. (1990). - Arcs and H-P metamorphism of ophiolites on the example of the Western Alps. - *Ophioliti*, Special Issue Ophiolite and high pressure metamorphism, 14, 101-118.
- DESMONS J., HUNZIKER J.C. & DELALOYE M. (1982). - Unconvincing evidence against the blocking temperature concept. Comments on « 40Ar - 39Ar dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (western alps) : evidence against the blocking temperature concept » by C. Chopin and H. Maluski. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 386-390.
- DESIGNES G. & GUILLAUME A. (1978). - Le géoïde gravimétrique sur les Alpes et son interprétation tectonique. - *Ann. Geophys.*, 34, 3, 277-284.
- DETRAZ G. (1984). - Etude géologique du bord interne de la zone houillère Briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Pecllet-Polset (Alpes de Savoie). - Thèse 3^{ème} cycle, Université de Grenoble, Institut Dolomieu, 163 p.
- DETRAZ G. (1984). - Nouvelle interprétation des gneiss du Sapey (Alpes de Savoie). - 10^{ème} Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux, Soc. géol. Fr. éd. Paris, résumé p. 185.
- DETRAZ G. & LOUBAT H. (1984). - Faciès à disthène, staurotite et grenat dans un micaschiste appartenant à l'unité des « gneiss du Sapey » (Vanoise, Alpes françaises). - *Géologie Alpine*, Grenoble, 60, 5-12.
- DEVILLE E. (1990). - Within-plate type Meta-volcaniclastic deposits of Maastrichtian-Paleogene age in the Grande Motte unit (French Alps, Vanoise) : a first record in the Western Alps - *Geodinamica Acta*, 4/4, 199-210.
- DEVILLE E. (1993). - Tectonique précoce crétacée et orogénèse tertiaire dans les Schistes Lustrés des Alpes Occidentales : exemple de la transversale de la Vanoise. - *Geodinamica Acta*, 6, 1, 19-37.

- DEVILLE E. (1986). - Données nouvelles sur le cadre stratigraphique et structural de l'Unité de la Grande Motte (Massif de la Vanoise, Alpes de Savoie). Conséquences paléogéographiques. - *Géologie Alpine*, Grenoble, **62**, 51-61.
- DEVILLE E. (1986). - La klippe de la Pointe du Grand Vallon (Vanoise - Alpes occidentales) : un lambeau de métasédiments à foraminifères du Maastrichtien supérieur couronnant les nappes de « Schistes lustrés ». - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **303**, II, 1222-1226.
- DEVILLE E. (1987). - Etude géologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales françaises, Savoie). De la naissance à la structuration d'un secteur de la paléo-marge européenne et de l'océan téthysien : aspects stratigraphiques, pétrographiques et tectoniques. - Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Savoie, 297 p.
- DEVILLE E. (1989). - Etude structurale et microtectonique des terrains rencontrés lors du percement du tunnel du Siaix. - *Rapport géologique*, convention n° 9731, *Laboratoire de Géologie Alpine*, Chambéry, 30 p.
- DEVILLE E. (1989). - La couverture occidentale du massif du Grand Paradis (Alpes occidentales, Savoie). Données nouvelles et conséquences paléogéographiques. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **309**, II, 603-610.
- DEVILLE E. (1990). - Principaux traits de la structure géologique de la région de Tignes mis en évidence par la carte géologique Tignes à 1/50 000 (Alpes occidentales, Savoie) - *Géologie de la France.*, **1**, 44-51.
- DEVILLE E., BERTRAND J.M., BROUDOUX B., CABY R. *et al.* (1991). - Carte géol. France (1/50.000), feuille Tignes (752) (Notice par E. Deville *et al.*, 1991, 48 p). BRGM éd., Orléans.
- DEVILLE E., CHOPIN C., GOFFE B. & GUILLOT P.L. (1991). - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Tignes (752), 48 p. Carte géologique par Deville *et al.*, 1991. BRGM éd., Orléans.
- DEVILLE E., FUDRAL S., LAGABRIELLE Y. & MARTHALER M. (1988). - Les « Schistes lustrés » des transversales du Queyras, de Savoie et du Valais : similitudes stratigraphiques et structurales. Conséquences. - *RST. Lille*, résumé, 1 p.
- DEVILLE E., FUDRAL S., LAGABRIELLE Y., MARTHALER M. & SARTORI M. (1992). - From oceanic closure to continental collision : a synthesis of the « Schistes lustrés » metamorphic complex of the Western Alps. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **104**, 127-139.
- DEWEY J.F. (1976). - Ophiolite obduction. - *Tectonophysics*, **31**, 93-120.
- DEWEY J.F. & BIRD J.M. (1970). - Mountain belts and the new global tectonics. - *J. Geophys. Res.*, **75**, 2626-2647.
- DEWEY J.F., PITMAN III W.C., RYAN W.B.F. & BONNIN J. (1973). - Plate tectonics and the Evolution of the Alpine System. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 3137-3180.
- DI GIULIO A. & GALBIATI B. (1991). - Le facies caotiche dei flysch della Liguria occidentale : un nuovo modello interpretativo. - *Atti Tic. Sc. Terra*, **34**, 155-160.
- DIEHL E.A., MASSON R. & STUTZ A.H. (1952). - Contributi alla conoscenza del ricoprimento Dent Blanche. - *Mem. Inst. geol. Min.*, Univ. Padova, **17**, 1-52.
- DIELLA V., SPALLA M.I. & TUNESI A. (1992). - Contrasting thermomechanical evolutions in the Southalpine metamorphic basement of the Orobic Alps (Central Alps, Italy). - *J. metamorphic Geol.*, **10**, 203-219.
- DIETRICH V., 1969. - Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer vergleich. Dissertation. Europäische Hochschulschriften, Reihe 17, - *Erdwissenschaftlichen*, **1**, 180 p. Verlag Herbert Lange & Cie, A.G. Bern.
- DIETRICH V. (1980). - The distribution of ophiolites in the Alps. - *Ophioliti*, Special issue, **1**, 7-51.
- DIETRICH V. & FRANZ U. (1976). - Ophiolith-detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). - *Geotekt. Forsch.*, **50**, 85-109.
- DIETRICH V., VUAGNAT M. & BERTRAND J. (1974) - Alpine metamorphism of mafic rocks. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **54**, 2/3, 298-332.
- DOBRETsov N.L. (1978). - Glaucophane metamorphism and ophiolites. - *Pacific Geology*, **13**, 87-100.
- DOGLIONI C. (1987). - Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy). - *J. Struct. Geol.*, **9/2**, 181-193.
- DOMMERGUES J.L. (1982). - Le provincialisme des Ammonites nord-ouest européennes au Lias moyen. Une crise faunique sous contrôle paléogéographique. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, XXIV, 5-6, 1047-1051.
- DOMMERGUES J.L. (1982). - Epideroceras (coeloderoceras) ponticum (Pia) 1913, une ammonite du Carixien inférieur, caractéristique de la marge nord de la Tethys. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **75/3**, 795-805.
- DOMMERGUES J.L. & MEISTEN C. (1990). - De la « Grosse Pierre des Encombres » aux klippen de Suisse centrale : un test d'homogénéité des paléoenvironnements subbriançonnais et des contraintes paléobiogéographiques alpines par les ammonites du Lias moyen (Jurassique inférieur). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, VI, 4, 635-646.
- DONDEY H. (1985). - Tectonique superposée dans le massif de la Dent Parachée (Vanoise interne, Savoie, France). - *Terra Cognita*, **5**, 254. E.U.G.
- DONDEY H. (1986). - Etude géologique des Unités de Vanoise méridionale de Pralognan à Aussois (Alpes de Savoie). Evolution sédimentaire et structurale. - Thèse Université, Univ. de Grenoble I, 236 p.
- DONDEY H. (1987). - Mécanisme de mise en place des nappes de Vanoise méridionale (Alpes de Savoie) ; aspect du plissement des séries liasiques synrift de la marge briançonnaise. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **304**, II, 12, 669-673.
- DOUDOUX B., CHAPLET M. & TARDY M. (1987). - Les séries marines paléogènes post-lutésiennes du massif subalpin des Bornes (Alpes occidentales). - *Géologie Alpine*, Grenoble, Mém. H.S., **13**, 299-312.
- DOUDOUX B., MERCIER DE LEPINAY B. & TARDY M. (1982). - Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales) : nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **295**, II, 63-68.
- DROMART G. & ELMI S. (1986). - Développement de structures cryptalgaires en domaine pélagique au cours de l'ouverture des bassins jurassiques (Atlantique central, Téthys occidentale). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **303**, II, 4, 311-316.
- DUBOIS P. (1969). - Le passage latéral des prasinites de Rose-Fuscaldo aux épanchements jurassiques de Malvito et ses conséquences sur l'interprétation de la suture calabro-apenninique. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **269**, D, 1815-1818.
- DUBOIS R. (1976). - La suture calabro apenninique Crétacé-Eocène et l'ouverture tyrrhénienne néogène ; étude pétrographique et structurale de la Calabre centrale. - Thèse doctorat d'Etat, Univ. P. et M. Curie, Paris, 567 p., 3 tomes.
- DUEE G., LAGABRIELLE Y., COUTELLE A. & FORTANE A. (1984). - Les lherzolites associées aux chaînons béarnais (Pyrénées occidentales) : mise à l'affleurement anté-dogger et résédimentation albo-cénomaniennne. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **299**, II, 17, 1205-1210.
- DUMONT T. (1983). - Le chaînon de Rochebrune au Sud-Est de Briançon. - Thèse 3^{ème} cycle, Université de Grenoble, 250 p.
- DUMONT T. (1984). - Le Rhétien et le Lias inférieur prépiémontais : enregistrement sédimentaire du passage des carbonates de plate-forme triasique au Jurassique hémipélagique lors du début du rifting téthysien. - *Géologie Alpine*, Grenoble, **60**, 13-25.
- DUMONT T. (1988). - Late Triassic-early jurassic evolution of the western Alps and their European foreland ; initiation of the Tethyan rifting. - *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), IV, 4, 601-611.

- DUMONT T., LEMOINE M. & TRICART P. (1983). - Triassic-liassic early rifting in the european margin of the Tethys : evidence of synsedimentary tectonics in the piemont zone of the western alps. - *Terra Cognita*, 3, 256.
- DUMONT T., LEMOINE M. & TRICART P. (1984). - Pérennité de la sédimentation pélagique du Jurassique supérieur jusque dans le Crétacé supérieur au-dessus de la croûte océanique téthysienne ligure : la série supra-ophiolitique du lac des Cordes (zone piémontaise des Alpes occidentales au SE de Briançon). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 299, II, 15, 1069-1072.
- DURAND-DELGA M. (1980). - Considérations sur les flyschs du Crétacé inférieur dans les chaînes alpines d'Europe. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXII, 1, 15-30.
- DURAND-DELGA M., RIEUF M. & VANOSSI N. (1981) - Considérations sur la marge occidentale européenne des Alpes ligures à la Corse (Briançonnais interne et Prépiémontais). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 292, II, 83-90.
- DURR S. (1992). - Structural history of the Arosa Zone between Platta and Err nappes east of Marmorea (Grisons) : Multi-phase deformation at the Penninic-Austroalpine boundary. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 85/2, 361-374.
- EBERLI G.P. (1988). - The evolution of the southern continental margin of the jurassic Tethys ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden (Switzerland). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 81/1, 175-214.
- EDF SERVICE GÉOLOGIE (1958). - Géologie structurale de la région du Mont Cenis. Interprétation d'ensemble. - Rapport inédit.
- ELLENBERGER F. (1949). - Niveaux paléontologiques dans le Trias de la Vanoise (Savoie). - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 348-349.
- ELLENBERGER F. (1958). - Etude géologique du pays de Vanoise. - *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 50, 561 p.
- ELLENBERGER F. (1961). - Trias à faciès briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales. - *Mém. BRGM*, 15, 215-231.
- ELLENBERGER F. (1963). - La Vanoise, un géanticlinal métamorphique. - *Mém. h.s., S.G.F.*, II, 383-393 (Livre à la mémoire du Professeur Fallot).
- ELLENBERGER F. (1965). - Le « style pennique » : rhéomorphisme ou cisaillements ? Application au Grand Paradis. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 260, 4008-4011.
- ELLENBERGER F. (1968). - Figures pour servir de guide géologique provisoire en Vanoise. - *Lab. géol. historique*, Orsay, 19 p.
- ELLENBERGER F. & LEMOINE M. (1955). - Les faciès prépiémontais et le problème du passage de la zone du Briançonnais aux Schistes lustrés piémontais. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 146-148.
- ELLENBERGER F. & RAOULT J.F. (1979). - Les enseignements géologiques des rochers de la Loze à Pralognan (Massif de la Vanoise - Savoie). - *Travaux scientifiques du P.N.V.*, X, 37-63.
- ELLENBERGER F. & SALIOT P. (1967). - Tectonique « pennique » à découvert : le grand pli couché de Vanoise septentrionale (Savoie) et ses structures de détail surimposées. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 264, D, 1569-1572.
- ELLENBERGER F., LEMOINE M. & SIGAL J. (1952). - Sur l'âge des marbres en plaquettes du Briançonnais et des marbres chloriteux de la Vanoise. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 11, 205-207, séance du 11 juin 1952.
- ELLIOTT D. (1968). - Interpretation of fold geometry from lineation isogonic maps. - *J. Geol.*, 76, 171-190.
- ELTCHANINOFF C. (1980). - Etude géologique entre Belledonne et Mont Blanc. La terminaison méridionale du Massif du Mont Blanc et les terrains de son enveloppe. - Thèse 3^{ème} cycle, Université P. et M. Curie, 115 p.
- ELTCHANINOFF C. & TRIBOULET S. (1980). - Etude géologique entre Belledonne et Mont Blanc. Livre synthétique. - Thèse 3^{ème} cycle, Université P. et M. Curie, 54 p.
- ELTCHANINOFF-LANCELOT C., TRIBOULET S., DOUDOUX B. *et al.* (1982). - Stratigraphie et tectonique des unités delphino-helvétiques comprises entre Mont Blanc et Belledonne (Savoie - Alpes occidentales). Implications régionales. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXIV, 4, 817-830.
- ELTER G. (1955). - Nuovi risultati del rilevamento dei fogli Monte Bianco e Aosta. - *Boll. Servi. Geol. It.*, LXXVI, 2, 477-479.
- ELTER G. (1960). - La zona pennidica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unità limitrofe. - *Mem. Ist. Geol. Min.*, Univ. Padova, XXII, 114 p.
- ELTER G. (1971). - Schistes lustrés et Ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des Ophiolites. - *Géologie Alpine*, Grenoble, 47, 147-169.
- ELTER G. (1972). - Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes Graies Nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des Schistes lustrés. - *Mém. Ist. géol. Min.*, Univ. Padova, XXVIII, 19 p.
- ELTER G. & ELTER P. (1957). - Sull'esistenza, nei dintorni del Piccolo S. Bernardo, di un elemento tettonico riferibile al ricoprimento del Pas du Roc. - *Atti Accad. Nazion. Lincei*, 8, XXII, 2, 181-187.
- ELTER G. & ELTER P. (1965). - Carta geologica della regione del Piccolo S. Bernardo (versante italiano). - *Mem. Ist. Geol. Min.*, Univ. Padova, XXV, 54 p.
- ELTER G., ELTER P., STURANI C. & WEIDMANN M. (1966). - Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme s.l. des préalpes romandes et chablaisiennes. - *Arch. Sci.*, Genève, 19, 3, 279-377.
- ELTER P. (1954). - Etudes géologiques dans le Val Veni et le Vallon du Breuil (Petit St Bernard). - Thèse n° 1200, Université de Genève, Faculté des Sciences, 38 p.
- ELTER P. (1975). - L'ensemble ligure. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 17, 6, 984-997.
- ELTER P. (1975). - Introduction à la géologie de l'Apennin septentrional. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 17, 6, 956-962.
- ELTER P. & PERTUSATI P. (1973). - Considerazioni sul limite alpi-appennino e sulle sue relazioni con l'arco delle Alpi occidentali. - *Mém. Soc. géol. It.*, 12, 359-375.
- ELTER P. & RAGGI G. (1965). - Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure : 1. Osservazioni preliminari sulla posizione delle ofioliti nella zona di Zignago (La Spezia). 2. Considerazioni sul problema degli olistostromi. - *Boll. Soc. geol. It.*, LXXXIV, 3, 303-322.
- ELTER P. & RAGGI G. (1965). - Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure : 3. Tentativo di interpretazione delle Breccie ofiolitiche cretacee in relazione con movimenti orogenetici nell'Apennino ligure. - *Boll. Soc. geol. It.*, 84/5, 1-12.
- ELTER P., MARRONI M., MOLLI G. & PANDOLFI L. (1991). - Le caratteristiche stratigrafiche del Complesso di M. Penna-Casanova (Alta Val di Trebbia, Appennino settentrionale). - *Atti Tic. Sc. Terra*, 34, 97-106.
- ENGLAND P.C. & HOLLAND T.J.B. (1979). - Archimedes and the Tauern eclogites : the role of buoyancy in the preservation of exotic tectonic blocks. - *Earth Plan. Sci. Lett.*, 44, p. 287-294.
- ENGLAND P.C. & THOMPSON A.C. (1984). - Pressure-Temperature-Time Paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. - *J. Petrology*, 25, 4, 894-928.
- ERNST W.G. (1971). - Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. - *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 34, 43-59.
- ERNST W.G. (1973). - Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. - *Bull. geol. Soc. Amer.*, 84, 2053-2088.
- ERNST W.G. (1977). - Mineral parageneses and plate tectonic settings of relatively high pressure metamorphic belts. - *Fortschr. Miner.* 54/2, 192-222.

- ERNST W.G. (1978). - Petrochemical study of Iherzolitic Rocks from the Western Alps. - *J. Petrology*, 19, Part 3, 241-392.
- ERNST W.G. & OTTONELLO G. (1983). - Synthesis of trace element geochemistry of five western alpine Lherzolites. - *Ofioliti*, supplemento, 8, 25.
- ESCHER A. (1988). - Structure de la nappe du Grand Saint Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel. *Rapport géologique* 7, 28 p. - Service hydrologique et géologique national Berne.
- ESCHER A. & MASSON H. (1984). - Le Cervin : un dessin géologique inédit d'Emile Argand (1929) et son interprétation actuelle. - *Bull. Géol. Lausanne*, 284, 89-91 & 95-127.
- ESCHER A., MASSON H. & STECK A. (1993). - Nappe geometry in the Western-Swiss Alps. - *J. Struct. Geol.*, 15, 3/5, 501-509.
- ESCHER A., MASSON H. & STECK A. (1988). - Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. - *Mém. Géol. Lausanne*, 2, 11p.
- ESSENE E.J. & FYFE W.S. (1967). - Omphacite in Californian metamorphic rocks. - *Contr. Mineral. and Petrol.*, 15, 1-23.
- ETCHECOPAR A. (19..). - Développement de structures orientées dans un agrégat par simulation à l'ordinateur de déformations progressives. - *R.A.S.T.*, p. 166.
- EVA C., MERLANTI F. & BOZZO E. (1984). - Geophysical evidence suggesting rotation and eastwards displacement of the Ivrea Body in Western Liguria, Italy. - *Mém. Soc. géol. Ital.*, 13, 2, 113-119.
- EVANS R. (1977). - Origine and significance of Evaporites in Basins Around Atlantic margins. - *Am. Assoc. Pet. Geol. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Meeting*, Washington, p. 47.
- FABRE J. (1961). - Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). - *Mém. BRGM*, 2, 315 p.
- FABRE J. & FEYS R. (1966). - Les séries bariolées du Massif de Rochachille. Leurs rapports avec le « Verrucano » de Briançon et les « Permiens » de Maurienne et de Tarentaise. - *Atti Symp. Verrucano*, Pisa, Set. 1965, 143-169.
- FABRE R. (1982). - Le Paléozoïque briançonnais au Nord de Névache : analyse des déformations alpines d'un secteur de la zone axiale briançonnaise. - Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Grenoble, 318 p.
- FABRE R., GIDON M. & TRICART P. (1982). - La structure du Paléozoïque de la zone briançonnaise axiale au Nord de Névache. - *Géologie Alpine*, Grenoble, 58, 31-52.
- FAUGERE E. & BRUN J.P. (1984). - Modélisation expérimentale de la distension continentale. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 299, II, 7, 365-370.
- FAURE J.L. & MEGARD-GALLI J. (1988). - L'émersion jurassique en Briançonnais : sédimentation continentale et fracturation distensive. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, IV, 4, 681-692.
- FAURE M. (1989). - L'amincissement crustal dans la chaîne varisque à partir de la déformation ductile des leucogranites du Limousin. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 309, II, 1839-1845.
- FAURE M. & BECQ-GIRAUDON J.F. (1993). - Sur la succession des épisodes extensifs au cours du dépaississement carbonifère du Massif Central français. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 316, II, 967-973.
- FAURE M. & MALAVIEILLE J. (1980). - Les plis en fourreau du substratum de la Nappe des Schistes Lustrés de Corse. Signification cinématique. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 290, D, 1349-1352.
- FAURE M. & MALAVIEILLE J. (1981). - Etude structurale d'un cisaillement ductile : le charriage ophiolitique corse dans la région de Bastia. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, XXIII, 4, 335-343.
- FERAUD G., SCAILLET S., RUFFET G., BALLEVRE M., CHEILLETZ A. & GIULIANI G. (1992). - ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of metamorphic micas and ore deposits with continuous laser probe. 29^{ème} Congrès géologique international, Kyoto, 1992. - *Géochronique*, 42, 58.
- FEUILLEE P. & MATHEY B. (1972). - Le matériel des brèches du Crétacé supérieur basque (Pyrénées basques occidentales). Intérêt paléogéographique. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 274, D, 2419-2422.
- FLEURY J.J., BIGNOT G., BLONDEAU A. & POIGNANT A. (1985). - Biogéographie de Foraminifères benthiques téthysiens du Sénonien à l'Eocène supérieur. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), I, 5, 757-770.
- FLINN D. (1962). - On folding during three dimensional progressive deformation. - *Geol. Soc. London*, 118, 385-424.
- FOLK R.L. & MC BRIDE E.F. (1978). - Origine pedogenica delle oficalciti liguri : serpentiniti calcificate durante il giurassico. - *Ofioliti*, 3, 2/3, 177-188.
- FOLK R.L., BERNOULLI D. & WESSERT H. (1986). - Comment and Reply on « sedimentary fabrics in Alpine ophicalcites, South Pennine Arosa zone, Switzerland ». - *Geology*, July 1986, p. 636.
- FONTIGNIE D., DELALOYE M. & BERTRAND J. (1982). - Ages radiométriques K/Ar des éléments ophiolitiques de la nappe des Gets (Haute-Savoie, France). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 75/1, 117-126.
- FORCELLA F. (1976). - Avanzamento delle ricerche sull'assetto strutturale ed interpretazione geodinamica del gruppo di Voltri. - *Ofioliti*, Anno 1, 2, 243-254.
- FORNO M.G. (1989). - Osservazioni su alcune frane oloceniche di grandi dimensioni nel settore alpino occidentale. - *Boll. Soc. Geol. It.*, 108, 409-418.
- FORNO M. G. & MASSAZZA G. (1987). - Movimenti gravitativi diffusi e ripetuti nel versante sinistro della val Cenischia (Alpi Graie) e loro relazione con il sistema di fratture Cenischia-Nizza. - *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 10, 277-306.
- FOUCAULT A. & POWICHROWSKI L. (1984). - Définition de l'unité d'Imperia (Flysch à Helminthoïdes, Alpes ligures, Italie). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 299, II, 10, 657-660.
- FOURNIER M., JOLIVET L., GOFFE B. & DUBOIS R. (1991). - Alpine Corsica metamorphic core complex. - *Tectonics*, 10/6, 1173-1186.
- FRANCHI S. (1897). - Appunti geologici e petrografici sui monti di Bussoleno nel versante destro delta Dora Riparia. - *Boll. R. Comit. Geol. It.*, 28, p. 3-46.
- FRANCHI S. (1898). - Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali. - *Boll. R. Comit. Geol. It.*, IX, 3, 173-247.
- FRANCHI S. (1899). - Nuove località con fossili mesozoici nella zona delle pietre verdi presso il Colle del Piccolo San Bernardo (Valle d'Aosta). - *Boll. R. Comit. Geol. It.*, III, X, 4, 303-324.
- FRANCHI S. (1904). - Nuovi affioramenti di Trias e di Lias in Valsesia e nel Biellese. - *Boll. R. Comit. Geol. It.*, 4-21.
- FRANCHI S. (1904). - Ancora sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nell'Alpi occidentali. - *Boll. R. Comit. Geol. It.*, IV, V, 2, 125-179.
- FRANCHI S. (1905). - A proposito della riunione in Torino della Società geologica di Francia, nel settembre 1905. - *Boll. R. Comit. Geol. It.*, 36, 298-313.
- FRANCHI S. (1909). - I terreni secondari a « facies piemontese » ed i calcari cristallini a crinoidi intercalati nei calcescisti presso Villeneuve, in valle d'Aosta. - *Boll. R. Comit. Geol. It.*, 526-550.
- FRANCHI S. (1910). - Il Retico quale zona di transizione fra la Dolomia principale ed il Lias a « facies piemontese » calcescisti con Belemniti e pietre verdi nell'Alta Valle di Susa. - *Boll. Uff. Geol. It.*, XLI, 306-341.
- FRANCHI S. (1925). - I dati stratigrafici e paleontologici fondamentali per l'età secondaria dei Calcescisti e l'ipotesi di un grande carreggiamento della massa di questi, nelle Alpi franco-italiane. - *Atti R. Accad. Lincei Rend.*, 1, 8, 282-291.
- FRANCHI S. (1925). - Sulla grande varietà dei complessi litologici del « Trias metamorfico » nelle Alpi Occidentali. - *Atti R. Accad. Lincei Rend.*, VI, 1, 8, 423-429.
- FRANCHI S. (1929). - Sulla tettonica delle Alpi Cozie franco-italiane. - *Mem. descritt. Carta geol. It.*, XXII, 5-62.

- FRANCHI S. & DI STEPHANO G. (1896). - Sull' eta di alcuni calcari e calcescisti fossiliferi delle valli Grana e Maira nelle Alpi Cozie. - *Boll. R. Comit. Geol. It.*, **27**, 171-180.
- FRANCHI S., KILIAN W. & LORY P. (1907). - Sur les rapports des Schistes lustrés avec les faciès dauphinois et briançonnais du Lias. *Bull. des Serv. Carte géol. et des Topog. southeraines. - Comptes rendus des Collaborateurs*, 1907, 135-141.
- FRANK E. (1983). - Alpine metamorphism of calcareous rocks along a cross-section in the Central Alps : occurrence and breakdown of muscovite, margarite and paragonite. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **63**, 37-93.
- FRANK E. & STETTLER A. (1979). - K-Ar and ³⁹Ar-⁴⁰Ar systematics of white-mica from an Alpine metamorphic profile in the Swiss Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **59**, 375-394.
- FREY M. (1987). - Metamorphic map of the Central Alps. II. New metamorphic maps of the Alps. - *Terra Cognita*, **7**, 2-3, 91.
- FREY M., HUNZIKER J.C., JAGER E. & STERN W.B. (1983). - Regional distribution of white K-Mica polymorphs and their Phengite content in the Central Alps. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **83**, 185-197.
- FREY M., HUNZIKER J.C., FRANK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., JAGER E. & NIGGLI E. (1974). - Alpine metamorphism of the Alps. A review. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **54**, 247-291.
- FROIDEVAUX P. & GUILLAUME A. (1973). - Carte de l'intensité totale du champ magnétique des Alpes liguro-piémontaises. - *Arch. Sci., Genève*, **26**, 2, 133-136.
- FROIDEVAUX P. & GUILLAUME A. (1979). - Contribution à l'analyse structurale des Alpes liguro-piémontaises par l'étude du champ magnétique terrestre. - *Tectonophysics*, **54**, 139-157.
- FUDRAL S. (1973). - Contribution à l'étude de l'unité de Moûtiers (zone des Brèches de Tarentaise) entre le vallon du torrent du Cornet d'Arêches et le hameau des Chapieux (Savoie). - Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Grenoble, 129 p.
- FUDRAL S. (1980). - Une nouvelle interprétation de l'Unité de Salins (zone des Brèches de Tarentaise) au Nord-Ouest de Bourg-Saint-Maurice (Savoie). Conséquences structurales. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **290** (D), 1333-1336.
- FUDRAL S. & BLAKE M.C. (1982). - Une interprétation de l'évolution structurale du paléocéan téthysien. - *Résumé. 1 p. 9ème R.A.S.T.*, p. 258.
- FUDRAL S. & DEVILLE E. (1986). - La zone Sesia existe-t-elle ? Nouvelles observations sur les enveloppes métasédimentaires du massif cristallin pré-triasique de Sesia, au Nord du Monte Ciucrin (Alpes occidentales, région de Lanzo, Italie). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **302**, II, 16, 1021-1026.
- FUDRAL S. & GUILLOT P.L. (1988). - Découverte de clastes à mariposite dans les conglomérats de la base du « Flysch de Tarentaise » (zone valaisane), Savoie, France. Conséquences. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **306**, II, 911-914.
- FUDRAL S., DEVILLE E. & MARTHALER M. (1987). - Distinction de trois ensembles d'unités dans les « Schistes lustrés » compris entre la Vanoise et le Val de Suse (Alpes franco-italiennes septentrionales) : aspects lithostratigraphiques, paléogéographiques et géodynamiques. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **305**, II, 467-472.
- FUDRAL S., RAMPNOUX J.P. & ROBERT D. (1977). - Les Schistes Lustrés à « Ophiolites » de Haute-Maurienne sont-ils le reflet d'une étape paléo-tectonique des Alpes occidentales ? - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **6**, 330-332.
- GAIDE G. & R. (1984). - Vire là-haut. Vallée de Haute-Tarentaise. - Musumeci éd., 92 p.
- GAILLARD C., BOURSEAU J.P., BOUDEULLE M., PAILLERET P., RIO M. & ROUX M. (1985). - Les pseudo-biohermes de Beauvoisin (Drôme) : un site hydrothermal sur la marge téthysienne à l'Oxfordien ? - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **1**, 69-78.
- GALBIATI B. (1985). - L'unità del Bracco e il suo ruolo nella paleogeografia liguride cretacica. - *Atti Istituto Geol.*, Università di Pavia, **XXX**, II, 316-336.
- GALBIATI B. (1990). - Considerations on the initial phase of orogenesis in the Northern Apennines. - *Ophioliti*, **15/2**, 336-339.
- GALLI M., BEZZI A., PICCARDO G.B., CORTESOGNO L. & PEDEMONTE G.M. (1972). - Le ophioliti dell' Appennino ligure : un frammento di crosta-Mantello « oceanici » dell' antica tetide. - *Mem. Soc. Geol. It.*, **11**, 467-502, supplement.
- GANGUIN J. (1986). - Reliques de faciès éclogitique dans des métasédiments polymétamorphiques : le cas d'un marbre de la couverture des ophiolites de la région de Zermatt, Alpes penniques, Suisse. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **303**, II, 7, 575-580.
- GANSSEER A. & PANTIC N. (1988). - Prealpine events along the eastern Insubric Line (Tonale Line, northern Italy). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **81**, 3, 567-577.
- GARDIEN V. (1993). - Les reliques pétrologiques de haute à moyenne pression des séries du Vivarais oriental (Est du Massif Central français). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **316**, II, 1247-1254.
- GAVIN DE BEER « SIR ». (1956). - Alps and Elephants, Hannibal's march. Dutton & Co. Inc. éd., New-York, 123 p.
- GAY M. (1963). - Présence de discontinuités dans la série siliceuse du Massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **256**, 4936-4938.
- GAY M. (1966). - Brèches et « pillow-lavas » métamorphiques dans les Schistes lustrés du Haut Val de Suse (Italie). - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 285-286.
- GAY M. (1966). - Etude d'un stilpnomélan des Alpes franco-italiennes. - *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **99**, 344-347.
- GAY M. (1971). - Le Massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution paléogéographique anté-alpine. - *Bull. BRGM*, **1**, 3, 5-81.
- GAY M. (1972). - Le Massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution métamorphique. Evolution structurale. - *Arch. Sc.*, Genève, **25**, 5-100 & 165-214.
- GAY M. & VIALETTE Y. (1974). - Le socle du Massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). - *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), **16**, 245-246.
- GELATI R. & GNACCOLINI M. (1988). - Sequenze depositionali in un bacino episuturale, nella zona di raccordo tra Alps ed Appennino settentrionale. *Atti. Tic. Sci. Terra*, **31**, 340-350.
- GELY J.P. & BASSIAS Y. (1990). - Le front pennique : implications structurales d'un métamorphisme transporté (Savoie, France). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **310**, II, 37-43.
- GELY J.P. & RAMPNOUX J.P. (1990). - Tectonique et métamorphisme comparés de part et d'autre du front pennique en Tarentaise (Savoie, France) : implications paléogéographiques. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **310**, II, 627-632.
- GELY J.P. (1988). - Stratigraphie, tectonique et métamorphisme comparée de part et d'autre du Front pennique en Tarentaise (Alpes de Savoie, France). - Thèse Université de Savoie, Chambéry, 350 p.
- GENNARO V. 1925. - Micascisti a piemontite nelle valli di Lanzo (Alpi Piemontesi). - *Rend. Au. Naz. Lincei*, **2**, (6), 508-510.
- GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA. (1972). - Penrose conference on ophiolites. - *Geotimes*, 24-25.
- GEYSSANT J. (1980). - Corrélations péri-adriatiques le long des Alpes orientales ; rapports entre domaines austro-alpin et sud-alpin et tectogenèse crétacée. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XXII**, **1**, 31-42.
- GEYSSANT J. & TOLLMANN A. (1966). - Alpes autrichiennes - Compte-rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans les Alpes autrichiennes du 1er au 8 septembre 1966.
- GHOSH S.K. & SENGUPTA S. (1987). - Progressive development of structures in a ductile shear zone. - *J. Struct. Geol.*, **9/3**, 277-287.
- GIANELLI G. (1977). - Vara Supergroup Ophiolite probably represents an ancient transcurrent fault zone. - *Ophioliti*, **2**, 115-135.

- GIDON P. (1961). - Contribution à l'étude de la tectonique du Lias dans la zone du Petit Saint-Bernard. Colloque sur le Lias français. - *Mem. B. R. G. M.*, 4, 657-660.
- GIESE P. (1968). - Die strukturen der erdkruste im bereich der Ivrea zone. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 48/1, 261-284.
- GIGER M. & HURFORD A.J. (1989). - Tertiary intrusives of the Central Alps : their tertiary uplift, erosion, redeposition and burial in the south-alpine foreland. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 82/3, 857-866.
- GIGNOUX M. (1916). - Sur la question des Brèches de Tarentaise. - *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, XI, 1, 23.
- GIGNOUX M. (1927). - La réunion de la Société géologique italienne en 1927, dans la vallée d'Aoste - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 16, 201-203.
- GIGNOUX M. (1929). - Les problèmes géologiques de la région Vanoise - Mont Pourri. - *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, XV, 98-142.
- GIGNOUX M. (1930). - La tectonique des terrains salifères ; son rôle dans les Alpes françaises. - *Livre jubilaire Soc. géol. Fr.*, 329-360.
- GIGNOUX M. (1960). - Géologie stratigraphique. - Masson éditeur.
- GIGNOUX M. & MORET L. (1929). - Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises de Voreppe à Grenoble et en Maurienne. - *Ann. Univ. Grenoble*, Section Sciences, VI, 2, 145-268.
- GIGNOUX M. & MORET L. (1934). - Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises. - *Annales Géographie*, 244, XLIII^{ème} année, 337-363.
- GIGNOUX M. & MORET L. (1938). - Description géologique du bassin supérieur de la Durance. - *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, 21, 1-295.
- GILLET P. & GOFFE B. (1988). - On the significance of aragonite occurrences in the Western Alps. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 70-81.
- GILLET P., CHOUKROUNE P., BALLEVRE M. & DAVY P. (1986). - Thickening history of the Western Alps. - *Earth Plan. Sci. Lett.*, 78, 44-52.
- GILLET P., DAVY P.H., BALLEVRE M. & CHOUKROUNE P. (1985). - Thermomechanical evolution of a collision zone : the example of the western Alps. - *Terra Cognita*, 5, 4, 399-404.
- GILLET P., INGRIN J. & CHOPIN C. (1984). - Coesite in subducted continental crust : P-T history deduced from an elastic model. - *Earth Plan. Sci. Lett.*, 70, 426-436.
- GOFFE B. (1984). - Le faciès à carpholite-chloritoïde dans la couverture briançonnaise des Alpes ligures : un témoin de l'histoire tectono-métamorphique régionale. - *Mem. Soc. Geol. It.*, 28, 461-479.
- GOFFE B. (1977). - Succession de subfaciès métamorphiques en Vanoise méridionale (Savoie). - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, 23-41.
- GOFFE B. (1977). - Présence de cookéite dans les bauxites métamorphiques du Dogger de la Vanoise (Savoie). - *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 100, 254-257.
- GOFFE B. (1979). - La Lawsonite et les associations à pyrophyllite-calcite dans les métasédiments alumineux du Briançonnais. Premières occurrences. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 289, 12, 813-816.
- GOFFE B. (1980). - Magnésiocarpholite, cookeite et euclase dans les niveaux continentaux métamorphiques de la zone briançonnaise. Données minéralogiques et nouvelles occurrences. - *Bull. Minéral.*, 103, 297-302.
- GOFFE B. (1987). - A carpholite zone in the western alps : implications for the reconstitution of the thickening history of the chain. - *Terra Cognita*, 7, 2-3, 94.
- GOFFE B. & CHOPIN C. (1986). - High-pressure metamorphism in the Western Alps : zoneography of metapelites, chronology and consequences. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 66, 41-52.
- GOFFE B. & OBERHÄNSLI R. (1992). - Ferro- and magnésiocarpholite in the « Bündnerschiefer » of the eastern Central Alps (Grisons and Engadine window). - *Eur. J. Mineral.*, 4, 835-838.
- GOFFE B. & SALIOT P. (1977). - Les associations minéralogiques des roches hyperalumineuses du Dogger de Vanoise. Leur signification dans le métamorphisme régional. - *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 100, 302-309.
- GOFFE B. & VELDE B. (1984). - Contrasted metamorphic evolutions in thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps) : a model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblages. - *Earth Plan. Sci. Lett.*, 68, 351-360.
- GOFFE B. & VIDAL O. (1992). - Evidence for the controlling effect of the high-pressure metamorphic PTt path on the mass transfer of major elements. - *Water-Rock Interaction*, Kharaka & Maest (éd.), Balkema Rotterdam, 1499-1502.
- GOFFE B. & VILLEY M. (1984). - Texture d'un matériel carboné impliqué dans un métamorphisme haute pression - basse température (Alpes françaises). Les hautes pressions influencent-elles la carbonification ? - *Bull. Minéral.*, 107, 81-91.
- GOFFE B., GOFFE-URBANO G. & SALIOT P. (1973). - Sur la présence d'une variété magnésienne de ferrocapholite en Vanoise (Alpes françaises). Sa signification probable dans le métamorphisme alpin. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 277, D, 1965-1968.
- GOGUEL J. (1955). - Précisions nouvelles sur les écaillés de la couverture du Massif d'Ambin. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), 5/1-3, 65-76.
- GOGUEL J. (1955). - Tectonique des Schistes Lustrés de Bonneval (Savoie). - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 309-311.
- GOGUEL J. (1958). - Présence de conglomérats à la base du « groupe d'Ambin » dans les schistes cristallins du Massif d'Ambin (Savoie). - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2, 229-231.
- GOGUEL J. (1963). - L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 1, 20-33.
- GOGUEL J. (1968). - La zone d'Ivrée au sens géophysique et ses rapports avec l'arc des Alpes occidentales. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 48/1, 228-234.
- GOGUEL J. & ELLENBERGER F. (1952). - La série mésozoïque de la couverture du Massif d'Ambin. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 262-264.
- GOGUEL J. & GAY M. (1962). - Interprétation des témoins internes de la couverture du Massif d'Ambin. - *C. R. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 123.
- GOGUEL J. & LAFFITTE P. (1952). - Observations préliminaires sur le Massif d'Ambin. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), 2/7-9, 575-595.
- GORIN G.E. & MONTEIL E. (1990). - Preliminary note on the organic facies, thermal maturity and dinoflagellate cysts of the Upper Maastrichtian Wang Formation in the northern subalpine massifs (Western Alps, France). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 83/2, 265-285.
- GOURLAY P. & RICOU L.E. (1983). - Le jeu décrochant dextre tardif de la suture de Chamonix (Alpes françaises et suisses). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 296, II, 927-932.
- GOUT C. (1987). - Tectonique océanique et tectonique alpine dans les schistes lustrés de Haute Ubaye (zone piémontaise des Alpes occidentales). - Thèse de doctorat de l'Université, Institut Dolomieu, Grenoble.
- GRACIANSKY (DE) P.C. & LEMOINE M. (1980). - Paléomarge de la Tethys dans les Alpes occidentales : du Massif Central français aux ophiolites liguro-piémontaises. Excursion n° 27 du XXVI Congrès géologique international, Paris. - *Géologie Alpine*, Grenoble, 56, 119-147.
- GRACIANSKY (DE) P.C. & LEMOINE M. (1988). - Early cretaceous extensional tectonics in the southwestern French Alps : a consequence of North Atlantic rifting during Tethyan spreading. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, 5, 733-737.

- GRACIANSKY (DE) P.C. & MERCIER D. (1976). - Séquences sédimentaires dans le « Dogger » briançonnais et ouverture téthysienne. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **283**, D, 475-478.
- GRACIANSKY (DE) P.C., BOURBON M., CHARPAL (DE) O., CHENET P.Y. & LEMOINE M. (1979). - Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'Océan Atlantique et marge européenne de la Tethys dans les Alpes occidentales. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XXI**, 5, 663-674.
- GRACIANSKY (DE) P.C., DARDEAU G., LEMOINE M. & TRICART P. (1988). - De la distension à la compression : l'inversion structurale dans les Alpes. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **IV**, 5, 779-785.
- GRACIANSKY (DE) P.C., RUDKIEWICZ J.L. & SAMEC P. (1986). - Tectonique salifère d'âge jurassique dans la zone sub-briançonnaise (Alpes de Savoie, France). Rôle dans le découpage en nappes de charriage et leur progression. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **302**, II, 14, 891-896.
- GRACIANSKY (DE) P.C., ARNAUD H., BUSNARDO R., DARDEAU G., GERLIER A. & LEMOINE M. (1987). - « Rifting » et basculement de blocs au Crétacé inférieur dans les Alpes occidentales françaises : un écho à l'ouverture du Golfe de Gascogne. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **305**, II, 711-713.
- GRACIANSKY (DE) P.C., DEROO G., HERBIN J.P., JACQUIN T., MAGNIEZ F. & MONTADERT L. (1986). - Ocean-wide stagnation episodes in the Late Cretaceous. - *Geologische Rundschau*, **75**/1, 17-41.
- GRAESER S. & HUNZIKER J.C. (1968). - Rb-Sr und Pb Istopen Bestimmungen an Gesteinen und Mineralien der Ivrea-Zone. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **48**/1, 189-204.
- GRAHAM R., HOSSACK J., DERAMOND J. & SOULA J.C. (1987). - Géométrie des surfaces de chevauchement. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **III**, 1, 169-181.
- GRAHAM R.M. (1978). - Wrench faults, arcuate folds patterns and deformation in the southern French Alps. - *Proc. Geol. Assoc.*, **89**, 2, 125-143.
- GRAND T. & MASCLE G. (1985). - Les failles jurassiques à la bordure du massif des Grandes Rousses (Massifs cristallins externes des Alpes occidentales). - *Terra Cognita*, **5**, 254 (EUG).
- GRAND T., DUMONT T. & PINTO-BULL F. (1987). - Distensions liées au rifting téthysien et paléochamps de contrainte associés dans le bassin liasique de Bourg d'Oisans (Alpes occidentales). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **III**, 4, 699-704.
- GRANDJACQUET C. & LE PICHON X. (1987). - Lower crust subduction in the western Alps ? - *Terra Cognita*, **7**, 2-3, 152.
- GRANDJACQUET C. & HACCARD D. (1977). - Position structurale et rôle paléogéographique de l'unité du Bracco au sein du contexte ophiolitique liguro-piémontais (Apennin, Italie). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XIX**, 4, 901-908.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D. & LORENZ C. (1972). - Essai de tableau synthétique des principaux événements affectant les domaines alpin et apennin à partir du Trias. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **4**, 158-163.
- GRATIER J.P. (1979). - Mise en évidence de relations entre changement de composition chimique et intensité de déformation dans les roches à schistosité. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XXI**, 1, 95-104.
- GRATIER J.P. (1984). - La déformation des roches par dissolution-cristallisation. Aspects naturels et expérimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure. - Thèse doctorat d'Etat, Université de Grenoble, 315 p.
- GRATIER J.P. & VIALON P. (1980). - Déformation pattern in a heterogeneous material : folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French Alps). - *Tectonophysics*, **65**, 151-180.
- GRATIER J.P., LEJEUNE B. & VERGNE J.L. (1973). - Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (depuis les Aravis jusqu'à la région de Remollon). - Thèse 3^{ème} cycle, Grenoble, 2 tomes, 289 p.
- GRATIER J.P. (1993). - Le fluage des roches par dissolution-cristallisation sous contrainte, dans la croûte supérieure. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **164**, 2, 267-287.
- GROLIER J. & VIALON P. (1964). - La foliation des schistes cristallins. Etude de sa genèse à l'aide de quelques exemples. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **VI**, 309.
- GROS A. (1935). - Dictionnaire étymologique des noms de lieu de la Savoie. Imprimerie A. Chaduc, Belley, 627 p.
- GROUPE CYAGOR II, AUZENDE J.M., CORNEN G., JUTEAU T., LAGABRIELLE Y. *et al.* (1982). - Gorrige bank (Atlantic ocean, SW Portugal) : a section in deep oceanic crust and upper mantle. - *Ophioliti*, **7**, 2/3, 267-278.
- GRUPPO DI LAVORO SULLE OFIOLITI MEDITERRANEE. (1977). - I complessi ofioliti e le unità cristalline della corsica alpina. - *Ophioliti*, **2**, 2/3, 265-324.
- GUBLER Y. & SCHEEGANS D. (1936). - Constitution géologique de la Montagne du Niélard à l'W de Saint Jean de Belleville (Tarentaise). - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **9**.
- GUELLEC S., MUGNIER J.L., TARDY M. & ROURE F. (1990). - Neogene evolution of the western alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. - *Mém. Soc. géol. Fr.*, **156**, 165-184.
- GUILLAUME A. (1974). - Nouvelles mesures de pesanteur dans les Alpes centro-orientales. Conséquences géologiques. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **D**, **278**, 2593-2595.
- GUILLAUME A. & GUILLAUME S. (1980). - Nouvelles cartes des anomalies de la pesanteur dans les Alpes occidentales. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **D**, **290**, 163-166.
- GUILLAUME A., BERTCHEIM P. & HAAS J. (1962). - Le pays du flysch du secteur des Gets (Haute-Savoie). - *Bull. Carte Géol. Fr.*, **269**, **LIX**, 107-125.
- GUILLEMOT J., GUY M. & LOBJOIT M. (1973). - Un système cohérent d'alignements structuraux commun aux Alpes et aux Pyrénées mis en évidence par le satellite ERTS 1. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **277**, D, 481-484.
- GUILLOT F. (1987). - Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). - Thèse d'université, Lille.
- GUILLOT F. & RAOULT J.F. (1985). - Permien et base du Trias en Vanoise septentrionale : données nouvelles et hypothèses (zone briançonnaise interne, Alpes françaises). - *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, **CIV**, 183-192.
- GUILLOT F., DESMONS J. & PLOQUIN A. (1993). - Lithostratigraphy and geochemical composition of the Mt. Pourri volcanic basement, Middle Penninic W-Alpine zone, France. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **73**, 319-334.
- GUILLOT F., LIEGEOIS J.P. & FABRE J. (1991). - Des granophyres du Cambrien terminal dans le Mont Pourri (Vanoise, zone Briançonnaise) : première datation U-Pb sur zircon d'un socle des zones internes des Alpes françaises. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **313**, II, 239-244.
- GUILLOT F., PLOQUIN A., RAOULT J.F. & PERUCCIO-PARISON M.D. (1986). - Les séries antépermien de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise, Alpes de Savoie) : lithologie et géochimie dans le massif de Belledonne ; arguments pour un âge antéhouiller. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **303**, II, 12, 1141-1146.
- GUILLOT P.L. & CLUZEL D. (1986). - A propos de la schistosité (varisque et/ou alpine) dans le socle du domaine subalpin : l'exemple du massif du Grand Châtelard (Savoie). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **303**, II, 5, 407-412.
- GUILLOT P.L. & DEVILLE E. (1988). - Regard nouveau sur le soubassement varisque du domaine piémontais dans le secteur de Bonneval sur Arc, Savoie. 12^{ème} R.S.T., Lille, 27-29 avril 1988, p. 72. - *Soc. géol. Fr. éd.*
- GUILLOT P.L. (1991). - Place et signification de la « série satinée » de Belledonne dans l'édifice de nappes du bâti varisque français. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **312**, II, 1581-1585.

- GUIRAUD M., HOLLAND T. & POWELL R. (1990). - Calculated mineral equilibria in the greenschist-blueschist- eclogite facies in Na₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. Methods, results and geological applications. - *Contr. Mineral. Petrol.*, **104**, 85-98.
- GUITARD G. & SALIOT P. (1971). - Sur les paragenèses à lawsonite et à pumpellyite des Alpes de Savoie. - *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.*, **94**, 507-523.
- HACCARD D. (1975). - Les grands ensembles structuraux de la Ligurie entre Nice et Sestri Levante. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, **XVII**, 6, 918-921.
- HACCARD D. & LEMOINE M. (1970). - Sur la stratigraphie et les analogies des formations sédimentaires associées aux ophiolites dans la zone piémontaise des Alpes ligures (zones de Sestri-Voltaggio et de Montenotte) et des Alpes cottiennes (zone du Gonchan, Queyras, Haute Ubaye). - *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, **6**, 209-210.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972). - Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennins (de la Ligurie à la Calabre). - *Mém. Soc. Geol. It.*, **11**, 309-341.
- HAGER T. (1948). - Géologie des Mont Dolin und des Nordrandes der Dent Blanche-Decke Zwischen Mont Blanc de Checlon und Ferpectle. Mat. pour la Carte géologique de la Suisse, - *Neue Folge*, **90**, 64 p.
- HALL R. (1982). - Ophiolites and passive continental margins. - *Ophioliti*, **7**, 2/3, 279-298.
- HANCOCK P.L. (1972). - The analysis of « en échelon » veins. - *Geol. Mag.*, **109**, 3, 269-279.
- HANCOCK P.L. (1985). - Brittle microtectonics : principles and practice. - *J. Struct. Geol.*, **7**, 3/4, 437-457.
- HANDY M.R. & ZINGG A. (1991). - The tectonic and rheological evolution of an attenuated cross section of the continental crust : Ivrea crustal section, southern Alps, northwestern Italy and southern Switzerland. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **103**, 236-253.
- HANDY M.R. (1990). - A basic tectonic problem : the exhumation of coherent sections of continental crust. - *Terra abstracts*, **2**, 1.
- HANSEN E. (1971). - Strain facies. Minerals, rocks and inorganic materials. - *Monograph series of theoretical and experimental studies*, **2**, 208 p., Springer-Verlag éd.
- HARRIS L. (1985). - Progressive and polyphase deformation of the Schistes Lustrés in Cap Corse, Alpine Corsica. - *J. Struct. Geol.*, **7**, 6, 637-650.
- HATCHER R.D. JR & WILLIAMS R.T. (1986). - Mechanical model for single thrust sheets Part. I : Taxonomy of crystalline thrust sheets and their relationships to the mechanical behavior of orogenic belts. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **97**, 975-985.
- HAUG E. (1909). - Sur les racines des nappes supérieures des Alpes occidentales. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 1427-1430.
- HAUG E. (1896). - Observations sur la division des Alpes occidentales en zones et sur certains points de la tectonique des zones internes, réponse à M. P. Lory. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3), **XXIV**, 34-38.
- HAUG E. (1909). - Caractères stratigraphiques des nappes des Alpes françaises et suisses. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 1345-1347.
- HAUG E. (1909). - Les géosynclinaux de la chaîne des Alpes pendant les temps secondaires. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 1637-1639.
- HAUG E. (1909). - Sur les nappes des Alpes orientales et leurs racines. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 1476-1478.
- HAUG E. (1925). - Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), **XXV**, 97-243.
- HEBERT R. (1981). - Conglomérats polyénergiques ophiolitiques : anciens éboulis de talus de fond océanique ? - *J. canadien Sci. Terre*, **18**, 3, 619-623.
- HEBERT R. (1982). - Petrography and mineralogy of oceanic peridotites and gabbros : some comparisons to similar continental rocks. - *Ophioliti*, **7**, 2/3, 299-324.
- HEINRICH W. & ALTHAUS E. (1988). - Experimental determination of the reactions 4 Lawsonite+1 Albite+1 Paragonite=2 Zoisite+2 Quartz+6 H₂O and 4 Lawsonite+1 Jadeite=1 Paragonite+2 Zoisite+1 Quartz+6 H₂O. - *N. Jb. Miner. Mh.*, **11**, 516-528.
- HENRY B. (1980). - Contribution à l'étude des propriétés magnétiques de roches magmatiques des Alpes. Conséquences structurales, régionales et générales. - Thèse doctorat d'Etat, Univ. P. et M. Curie Paris, 2 tomes, tome 1, 360 p. - tome 2, planches.
- HENRY C., CHOPIN C. & MICHARD A. (1987). - Tectonic setting of the very-high pressure rocks within the Dora Maira massif, Western Alps. - *Terra Cognita*, **7**, 2-3, 94.
- HENRY C., MICHARD A. & CHOPIN C. (1993). - Geometry and structural evolution of ultra-high-pressure and high-pressure rocks from the Dora-Maira massif, Western Alps, Italy. - *J. Struct. Geol.*, **15**, 965-981.
- HERMANN F. (1938). - Carta geologica delle Alpi nord-occidentali alla scala di 1/200 000 (+ notice).
- HERMANN F. (1925). - La struttura delle Alpi occidentali. - *Atti Soc. It. Sci. Nat.*, **64**, 239-249.
- HERMANN F. (1927). - Stereogramma tectonico delle Alpi Valdostane meridionale 1/25 000. Stereogramma tectonico delle Alpi Valdostane centrale 1/37 500. - *Mem. Istit. geol. miner.*, Università di Padova, **7**.
- HERMANN F. (1927). - Conceptions nouvelles sur la tectonique des Alpes franco-italiennes. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 1204-1206.
- HERMANN F. (1928). - Sulla tectonica valdostana. *Mem. Istit. geol. miner.*, Università di Padova, - **VII**, Studi geologici nelle alpi occidentali, 18 p.
- HERMANN F. (1928). - Les écaillés de gneiss de la Pointe Rousse de Verney, aux environs du Petit Saint Bernard. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **21**, 72.
- HERMANN F. (1928). - La nappe de la Dent Blanche et les nappes des Schistes lustrés en Maurienne et Tarentaise. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **21**, 70-72.
- HERMANN F. (1928). - Il ricoprimento dei calcescisti fra i massicci d'Ambin e del Gran Paradiso. - *Mem. Istit. Geol. Min.*, Univ. Padova, 11-55.
- HERMANN F. (1930). - La regione del Piccolo San Bernardo. Studi geologici nelle alpi occidentali. - *Mem. Istit. Geol. Min.*, Univ. Padova, **VII**, 72-80.
- HERMANN F. (1930). - Il lembo di Toss. - *Mem. Istit. geol. miner.*, Università di Padova, **VII**, Studi geologici nelle alpi occidentali, 66-71.
- HERMANN F. (1938). - Note illustrative per la carta geologica delle Alpi Nord-Occidentali. Milano + Carte 1/200 000.
- HERMANN F. (1951). - Ecoulement et serrage final des Alpes occidentales. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **232**, 1307-1309.
- HERMANN F. (1951). - Striction et écoulement dans les Alpes occidentales. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **232**, 1228-1230.
- HERMANN F. (1951). - Conceptions nouvelles sur l'orogénie des Alpes occidentales. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **232**, 642-644 & 859-862 & 1128-1230 & 1307-1309.
- HERMANN F. ET RAGUIN E. (1930). - Carta geologica della regione compresa fra i massicci d'Ambin e del Gran Paradiso. - *Mem. Istit. geol. miner.*, Università di Padova, **VII**, Studi geologici nelle alpi occidentali, 2-10.
- HESSE R. (1974). - Long-distance continuity of turbidites : possible evidence for an early Cretaceous trench-abyssal plain in the East Alps. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **85**, 859-870.
- HESSE R. (1975). - Turbiditic and non turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins. - *Sedimentology*, **22**, 387-416.
- HILL M.L. (1985). - Remarkable fossil locality : Crinoid stems from migmatite of the Coast Plutonic Complex, British Columbia. - *Geology*, **13**, 825-826.

- HIRN A. & THE ECORS-CROP DEEP SEISMIC SOUNDING GROUP. (1989). - Mapping the Moho of the Western Alps by wide-angle reflection seismics. - *Tectonophysics*, **162**, 193-202.
- HOLLAND T.J.B. (1979). - Experimental determination of the reaction Paragonite = Jadeite + Kyanite + H₂O, and internally consistent thermodynamic data for part of NASH, with applications to eclogites and blueschists. *Contrib. Mineral. Petrol.* **68**, 293-301.
- HOLLAND T.J.B. (1983). - The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes. - *Contrib. Miner. Petrol.*, **82**, 214-220.
- HOLLAND T.J.B. (1988). - Preliminary phase relations involving glaucophane and applications to high-pressure petrology : new heat capacity and thermodynamic data. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 134-142.
- HOLLAND T.J.B. (1980). - The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600°-1200° C. - *American Mineralogist*, **65**, 129-134.
- HOMEWOOD P. (1974). - Le flysch du Meilleret (Préalpes romandes) et ses relations avec les unités l'encadrant. Thèse de doctorat, Université de Lausanne. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **67/2**, 349-401.
- HOMEWOOD P. (1977). - Ultrahelvetic and North Penninic Flysch of the Prealps : a general account. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **70**, 3, 627-641.
- HOMEWOOD P. (1985). - Timing the Alpine Orogeny. - *Terra Cognita*, **5**, 107.
- HOMEWOOD P. & CARON C. (1982). - Flyschs of the western alps. - *Moutain building processes*, 157-168, Academic press, K.J. Hsü éd.
- HOMEWOOD P., ACKERMANN T., ANTOINE P. & BARBIER R. (1984). - Sur l'origine de la nappe du Niesen et la limite entre les zones ultrahelvétique et valaisanne. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **299**, II, 15, 1055-1059.
- HONOREZ J. & KIRST P. (1975). - Submarine basaltic volcanism : morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs. - *Bulletin volcanologique*, **39**, 441-465.
- HOOGERDUIN STRATING E.H. (1988). - High temperature shear zones in the Gabbroic Bracco massif (N. Apennines, Italy) : possible implications for tectonic models of ocean floor generation. - *Ofioliti*, **13**, 2/3, 111-126.
- HOOGERDUIN STRATING E.H., PICCARDO G.B., RAMPONE, SCAMBELLURI M. & VISSERS R. (1991). - The structure and petrology of the Erro-Tobbio peridotite, Voltri Massif, Ligurian Alps. - *Guidebook for a two-day-excursion with emphasis on processes in the upper mantle* (Voltri Massif, June 26-28, 1989), 119.
- HORVATH F. & CHANNEL J.E.T. (1977). - Further evidence relevant to the African-Adriatic promontary as a paleogeographic premise for alpine orogeny. - *Structural history of the Méditerrananean basins, Split*, ed. Technip. Paris, 133-142.
- HUBBARD R.J. (1988). - Age and Significance of sequence Boundaries on Jurassic and Early Cretaceous Rifted continental margins. - *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, **72/1**, 49-72.
- HUDRY M. (1980). - La christianisation de la Tarentaise. - *Dossiers Histoire et Archéologie*, **48**, 80-88.
- HUENE R. (VON) (1984). - Structural diversity along modern convergent margins and the role of overpressured pore fluids in subduction zones. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XXVI**, 2, 207-219.
- HUENE R. (VON) (1986). - To accrete or not accrete, that is the question. - *Geologische Rundschau*, **75/1**, 1-15.
- HUNZIKER J.C. (1974). - Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine Tectonic history of the Western Alps. - *Mem. Istit. Geol. Min.*, Università di Padova, **XXXI**, 55 p.
- HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI G. (1984). - Geochronology and evolution of the Western Alps : a review. - *Mem. Soc. Geol. It.*, **29**, 43-56.
- HUNZIKER J.C. & ZINGG A. (1980). - Lower Paleozoic amphibolite to granulite facies metamorphism in the Ivrea Zone (Southern Alps, Northern Italy). - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **60**, 181-213.
- HUNZIKER J.C., DESMONS J. & HURFORD A.J. (1992). - Thirty-two years of geochronological work in the Central Alps : a review on seven maps. - *Mém. Géol.*, Lausanne, **13**, 59 p.
- HURFORD A.J. (1986). - Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric Fault line. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**, 413-427.
- HURFORD A.J. & HUNZIKER J. (1989). - A revised thermal history for the Gran Paradiso massif. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **69**, 319-329.
- HURFORD A.J., HUNZIKER J.C. & STOCKHERT B. (1990). Thermotectonic modelling of the low-temperature history of the Western alps : evidence for episodic rapid uplift - *Terra abstracts*, **9**, p. 5.
- HY C. (1984). - Métamorphisme polyphasé et évolution tectonique dans la croûte continentale éclogitisée : les séries granitiques et pélitiques du Mont Mucrene (zone Sesia-Lanzo, Alpes italiennes). - Thèse 3^{ème} cycle, Paris VI, 198 p.
- ILDEFONSE B. (1987). - Les linéations et la déformation. Aspects naturels, théoriques et expérimentaux des orientations préférentielles de forme. - Thèse de doctorat, Université Cl. Bernard, Lyon I, 190 p.
- ILDEFONSE B., LARDEAUX J.M. & CARON J.M. (1990). - The behavior of shape preferred orientations in metamorphic rocks : amphiboles and jadeites from the Monte Mucrene area (Sesia-Lanzo zone, Italian western Alps). - *J. Structural Geol.*, **12/8**, 1005-1082.
- INSTITUT FRANCAIS DU PETROLE, INSTITUT NATIONAL DES SCIENCES DE L'UNIVERS (CNRS) (1985). - Journée d'information - ECORS. Etude de la croûte en France et dans les régions avoisinantes par réflexion sismique.
- IPPOLITO F. (194).. - Carta geologica del Moncenisio alla scala 1/25.000 e Note illustrative. - *Mem. note Ist. Geol. applic.*, Univ. Napoli, **II**, 105-117.
- ISHIWATARI A. (1984). - Evolution from subcontinental to suboceanic mantle in a transcurrent rift zone : evidence from alpine ophiolites. III Annal preeting of the working group on méderranean ophiolites - « Ophiolites through time ». - *Ofioliti*, Supplémento, **9**, 33.
- ISHIWATARI A. (1985). - Alpine ophiolites : produit of low-degree mantle melting in a Mesozoic transcurrent rift zone. - *Earth Planet. Sci. Lett.* **76**, 93-108.
- ISSEL A. (1884). - Della esistenza di una zona ofiolitica terziaria a Rivara Canavese. - *Boll. R. Comit. geol. It.*, **15**, 23-33.
- ISSEL A. (1893). - Appunti geologici sui colli du Baldissero (Canavese). - *Boll. Soc. geol. It.*, **12**, 255-280.
- ITO E. & ANDERSON A.T. JR (1983). - Submarine metamorphism of gabbros from the Mid-Cayman Rise : petrographic and mineralogic constraints on hydrothermal processes at slow-spreading ridges. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **82**, 371-388.
- JACKSON M.D. & OHNENSTETTER M. (1981). - Peridotite and gabbroic structures in the Monte Maggiore massif, alpine Corsica. - *J. Geol.*, **89**, 703-719.
- JAFFE F.C. (1955). - Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col des Gets. - *Bull. Suisse Min. Pétro.*, **35**, 1, 150.
- JAGER E., SCHATEGGEN U., STOCKHERT B., HURFORD A.J. & HAMMERSCHMIDT K. (1990). - Dating of high-pressure metamorphism in a metagranite of the Sesia zone, Western Alps. - *Terra abstracts*, **9**, 29.
- JAILLARD E. (1990). - Lithostratigraphie des unités briançonnaises internes en haute Tarentaise (Savoie). Conséquences paléogéographiques et structurales. - *Geologie de la France*, **1**, 33-44.

- JAILLARD E. (1984). - Etude géologique des unités briançonnaises de Vanoise Occidentale au Sud-Ouest de Pralognan (Savoie). Evolution sédimentaire et structurale. - Thèse 3^{ème} cycle, Université de Grenoble, 212 p.
- JAILLARD E. (1985). - La transgression jurassique en Vanoise occidentale (zone briançonnaise, Alpes occidentales françaises). Conséquences paléogéographiques. - *C. R. Acad. Sci., Paris*, **301**, II, 9, 633-636.
- JAILLARD E. (1987). - Nature, signification et répartition du détritisme dans la zone briançonnaise de Vanoise. - *Géologie Alpine*, Grenoble. Mém. h.s. 13.
- JAILLARD E. (1988). - Une image paléogéographique de la Vanoise briançonnaise (Alpes françaises). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **81**, (3), 553-566.
- JAILLARD E. (1989). - La transition Briançonnais externe - Briançonnais interne en Savoie. L'Aiguille des Aïmes, le Roc du Bourget et le massif d'Ambin. - *Géologie Alpine*, Grenoble, **65**, 105-134.
- JAILLARD E. & DEBELMAS J. (1986). - Nouvelles hypothèses pour l'interprétation stratigraphique et structurale des zones internes de Vanoise dans la région de Val d'Isère (Alpes occidentales françaises). - *C. R. Acad. Sci., Paris*, **302**, II, 1, 35-38.
- JAILLARD E. & DETRAZ G. (1984). - Tectoniques superposées en Vanoise occidentale (Savoie). - *Xème R.A.S.T.*, Bordeaux, p. 302.
- JAILLARD E., DONDEY H. & DEBELMAS J. (1986). - Reconstitutions paléogéographiques de la zone briançonnaise de Vanoise (Alpes occidentales) ; nouveaux arguments pour une origine intra-briançonnaise de l'unité de la Grande Motte. - *C. R. Acad. Sci., Paris*, **302**, II, 17, 1091-1094.
- JAN DU CHENE R. (1977). - Nouvelles données sur la palynostratigraphie des Flyschs des Préalpes externes (Suisse). - *Arch. Sci., Genève*, **30**, 1, 53-63.
- JANIN B. (1978). - Chanousia. Le jardin alpin du Petit Saint Bernard entre Vanoise et Grand Paradis. Musumeci Éditeur, 134 p.
- JAUZEIN P. (1981). - Les granitoïdes des séries tholéitiques sur les exemples d'Islande, de Corse et de la Brévenne. - Thèse doctorat 3^{ème} cycle, Univ. P. et M. Curie, 220 p.
- JAYKO A.S., BLAKE M.C. JR. & TEKLA HARMS (1987). - Attenuation of the Coast Range Ophiolite by extensional faulting and nature of the « Coast Range Thrust », California. - *Tectonics*, **6**, 4, 475-488.
- JEANBOURQUIN P. (1986). - Les cornieules polymictes des Préalpes internes et de l'autochtone helvétique en Suisse romande. - Thèse, Université de Lausanne (Suisse), 218 p.
- JEANBOURQUIN P. (1988). - Nouvelles observations sur les cornieules en Suisse occidentale. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **81/2**, 511-538.
- JEANBOURQUIN P. & BURRI M. (1991). - Les métasédiments du Pennique inférieur dans la région de Brigue-Simplon. Lithostratigraphie, structure et contexte géodynamique dans le bassin valaisan. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **84/2**, 463-481.
- JEANBOURQUIN P. & BURRI M. (1989). - La zone de Sion-Courmayeur dans la région du Simplon. - *Rapport géologique 11* du Service hydrologique et géologique national. Office fédéral de l'environnement, des forêts et du paysage. 36 p.
- JEANBOURQUIN P., ACKERMANN A. & BURRI M. (1989). - Flyschs valaisans. Zone Brig-Sion- Courmayeur et Nappe du Niesen. - *Livret d'excursion*, 9.10 à 11.10.1990. S.G.S.
- JEANBOURQUIN P., KINDLER P. & DALL' AGNOLO S. (1992). - Les mélanges des Préalpes internes entre Arve et Rhône (Alpes occidentales franco-suisse). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **85/1**, 59-84.
- JOLIVET L., DUBOIS R., FOURNIER M., GOFFE B., MICHARD A. & JOURDAN C. (1990). - Ductile extension in alpine Corsica. - *Geology*, **18**, 1007-1010.
- JUTEAU T. (1979). - Ophiolites des Taurides : essai sur leur histoire océanique. - *Rev. Geol. Dynam. Geogr. Phys.*, **XXI**, 3, 191-214.
- JUTEAU T. & ROCCI G. (1974). - Vers une meilleure connaissance du problème des Spilites à partir de données nouvelles sur le cortège Spilito-Keratophyrique hercynotype. - *Spilites and Spilitic rocks*, G.C. Amstutz, Springer-Verlag, Berlin. 253-329.
- JUTEAU T., LAPIERRE H., NICOLAS A., PARROT J.F., RICOU L.E., ROCCI G. & ROLLET P. (1973). - Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogéens. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), **XV**, 5-6, 478-493.
- KARSON J.A. & DICK H.J.B. (1984). - Deformed and metamorphosed oceanic crust on the Mid-Atlantic ridge. Ophioliti, **9**, 3. - *Special Issue : Ophiolites oceanic tectonics and metamorphism*, 279-302.
- KASTENS K., MASCLE J. *et al.* (1986). - La campagne 107 du JOIDES RESOLUTION (Ocean Drilling Program) en mer Tyrrhénienne : premiers résultats. - *C. R. Acad. Sci., Paris*, **303**, II, 391-396.
- KASTENS K. & LES MEMBRES DU LEG 107 (ODP, MER TYRRHÉNIENNE) (1987). - ODP LEG 107 in the Tyrrhenian sea : insights into passive margin and back-arc basin evolution. - *Rend. Soc. Geol. It.*, **9**, p. 148.
- KERCKHOVE C. (1958). - Note préliminaire sur le Flysch à Helminthoïdes de l'Ubaye. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 329-332.
- KERCKHOVE C. (1961). - Découverte d'ophiolites de Schistes lustrés à la base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes en Haute Ubaye (Basses Alpes). - *C. R. Acad. Sci., Paris*, **253**, 2389.
- KERCKHOVE C. (1962). - Sur la position structurale et stratigraphique des grès de l'Embrunais à l'Ouest du Col de Vars (Hautes-Alpes). - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), **4**, 298-302.
- KERCKHOVE C. (1963). - Schéma structural de la nappe du Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais- Ubaye. - *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, **39**, 7-24.
- KERCKHOVE C. (1963). - Présence d'une pseudo-couverture de Flysch à Helminthoïdes dans la zone sub-briançonnaise des nappes de l'Embrunais-Ubaye. - *C. R. Acad. Sci., Paris*, **257**, 1952-1954.
- KERCKHOVE C. (1964). - Mise en évidence d'une série à caractère d'« olisthotrome » au sommet des Grès d'Annot (Nummulitique autochtone), sur le pourtour des nappes de l'Ubaye (Alpes franco-italiennes : Basses Alpes, Alpes Maritimes, province de Cuneo). - *C. R. Acad. Sci., Paris*, **259**, 4742-4745.
- KERCKHOVE C. (1969). - Structure du Massif du Pelat et des environs d'Allos. Problèmes de paléogéographie sub-briançonnaise au Sud de l'Ubaye (Nappes de l'Ubaye, Basses-Alpes). - *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, **41**, 33-55.
- KERCKHOVE C. (1975). - La « Zone du Flysch » dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). - *Géologie Alpine*, Grenoble, **45**, 204 p.
- KERCKHOVE C. (1978). - Sédimentation chaotique et tectogenèse : les olisthostromes des nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales françaises). - *9ème Congrès Inter. Sédim.*, Nice, Thème 4, 195-203.
- KERCKHOVE C. & LERENS C. (1986). - Un paléodiapir à coeur triasique resédimenté dans le Crétacé du Morgon (Zone subbriançonnaise des Nappes de l'Embrunais-Ubaye, zones internes des Alpes occidentales françaises). - *C. R. Acad. Sci., Paris*, **303**, II, 20, 1813-1818.
- KERCKHOVE C. & PAIRIS J.L. (1986). - Dynamique des dépôts du Nummulitique marin dans les zones alpines internes : l'exemple du Flysch subbriançonnais de Saint Clément (Nappe de l'Embrunais-Ubaye, Haut Embrunais, Alpes occidentales françaises). - *C. R. Acad. Sci., Paris*, **303**, II, 13, 1227-1232.

- KERCKHOVE C., CARON C., CHAROLLAIS J. & PAIRIS J.L. (1980). - Panorama des séries synorogéniques des Alpes occidentales. - *Colloque C7*, 234-255.
- KERCKHOVE C., DEBELMAS J. & COCHONAT P. (1978). - Tectonique du soubassement parautochtone des nappes de l'Embrunais-Ubaye sur leur bordure occidentale, du Drac au Verdon. - *Géologie Alpine*, Grenoble, **54**, 67-82.
- KIENAST J.R. (1973). - Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble « Schistes lustrés - Ophiolites » du Val d'Aoste ; quelques arguments fondés sur l'étude des roches métamorphiques. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **276**, D, 2621-2624.
- KIENAST J.R. (1982). - Metamorphic transformations of an Al-Mg gabbro into a talc + kyanite + garnet + chloritoïd + Jadeite-bearing paragenesis, Val d'Aosta, Italy. - *Terra Cognita*, (2), « Eclogites », 307.
- KIENAST J.R. (1983). - Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et schistes bleus) : données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. - Thèse doctorat d'Etat, Université P. et M. Curie, Paris, 473 p.
- KIENAST J.R. & LOMBARDO B. (1982). - Eclogites in the western alps - a review. - *Terra Cognita*, (2), « Eclogites », 303.
- KIENAST J.R. & LOMBARDO B. (1987). - Eclogites and polymetamorphic gneisses from Southern Dora Maira (Western Alps). - *Terra Cognita*, **7**, 2-3, 94.
- KIENAST J.R. & MARTIN S. (1983). - I pirosseni egiri-giadeitici del livello basale di Praborna, Alpi occidentali. - *Ofioliti*, **8**, 2, 245-260.
- KIENAST J.R., LOMBARDO B., LARDEAU J.M. & GOSSO G. (1982). - High-pressure, low- temperature metamorphism of garnet-biotite-sillimanite gneisses (Kinzigites). - *Terra Cognita*, (2), « Eclogites », 307.
- KIENAST J.R. & POGNANTE U. (1988). - Chloritoïd-bearing assemblages in eclogitised metagabbros of the Lanzo peridotite body (Western Italian Alps). - *Lithos*, **21**, 1-11.
- KILIAN W. (1890). - Contributions à la connaissance géologique des chaînes alpines entre Moûtiers (Savoie) et Barcelonnette (Basses-Alpes). Terrains antérieurs au Jurassique. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **CXII**, D, 63-66.
- KILIAN W. (1894). - Etudes dans la Savoie, le Dauphiné, le Briançonnais et les Basses Alpes. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 118-122.
- KILIAN W. (1908). - Réunion des feuilles de Grenoble, Vizille, Vallorcine et Annecy à 1/80 000 et feuilles de Lyon, Avignon, Nice, Grand Saint Bernard à 1/320 000, carte à 1/320 000. - *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, **18**, 119, 150-151.
- KILIAN W. & REVIL J. (1893). - Sur la bande synclinale nummulitique des Aiguilles d'Arves. - *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), **XXI**, p. 86-87.
- KILIAN W. & REVIL J. (1893). - Une excursion géologique en Tarentaise. - *Bull. Soc. Hist. Nat. Savoie*, (1), **VII**, 28-40, Chambéry.
- KILIAN W. & REVIL J. (1912). - Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. Contribution à la géologie des Alpes françaises. - *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, **II**, 2, 280 p.
- KILIAN W. & REVIL J. (1916). - Sur les discontinuités de sédimentation et les niveaux de brèches dans les Alpes françaises. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **163**, 685.
- KILIAN W. & REVIL J. (1916). - Sur les brèches (conglomérats) de Tarentaise. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **163**, 20, 552-555.
- KILIAN W., BLANCHET F., MORET L. & ROCHE E. (1923). - Contributions à la connaissance du terrain houiller de la zone intraalpine française. - *Annales Univ. Grenoble*, **XXXIV**.
- KILIAN W., LORY P. & FRANCHI S. (1908). - Sur les rapports des Schistes lustrés avec les faciès dauphinois et briançonnais du Lias (Campagne 1907). - *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **18**, 119, 135.
- KIMBERLITE. (1982). - Third International Kimberlite Conference, 1982. - *Guide Book for the Moho Trip*.
- KLAPER E.M. (1988). - Quartz C-axis fabric development and largescale post-nappe folding (Wandfluhhorn Fold, Penninic nappes). - *J. Struct. Geol.*, **10**, 8, 795-802.
- KLIGFIELD R., HUNZIKER J., DALLMEYER R.D. & SCHAMEL S. (1986). - Dating of deformation phases using K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹ techniques : results from the northern Apennines. - *J. Struct. Geol.*, **8**, 7, 781-798.
- KOEHN P. & VUAGNAT M. (1970). - Sur la présence du faciès « Schistes à glaucophane » dans les roches du Monte Cruzeau (Province de Turin, Italie). - *C. R. S. P. H. N.*, Genève, - N. S., **5**, 1, 59-64.
- KOONS P. (1986). - Relative geobarometry from high pressure rocks of quartzofeldspathic composition from the Sesia Zone, Western Alps, Italy. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **93**, 322-334.
- KORNPROBST J. (1976). - Signification structurale des péridotites dans l'orogénèse betico-rifain : arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), **XVIII**, 3, 607-618.
- KORNPROBST J., OHNENSTETTER D. & OHNENSTETTER M. (1981). - Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites : a possible discriminant between « sub-continental » and « sub-oceanic » mantle. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**, 241-254.
- KORNPROBST J., VIDAL P. & MALOD J. (1988). - Les basaltes de la marge de Galice (NO de la péninsule Ibérique) : hétérogénéité des spectres de terres rares à la transition continent/océan. Données géochimiques préliminaires. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **306**, II, 1359-1364.
- KOZLOVSKY Y. (1985). - Le forage le plus profond du monde. - *Pour la Science*, **88**, 48-55.
- KRUHL J.H. (1993). - The P-T-d development at the basement-cover boundary in the north-eastern Tauern Window (Eastern Alps) : alpine continental collision. - *J. metamorphic Geol.*, **11**, 31-47.
- KRUMMENACHER D. & EVERNDEEN J.F. (1960). - Déterminations d'âge isotopique faites sur quelques roches des Alpes par la méthode Potassium-Argon. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **40**, 267-277.
- KUNZ P. (1988). - Ophiolites penniques et sédiments associés dans la région d'Arolla (Val d'Hérens, Valais, Suisse). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **81/1**, 115-124.
- LA ROCHE (DE) H. (1986). - Classification et nomenclature des roches ignées : un essai de restauration de la convergence entre systématique quantitative, typologie d'usage et modélisation génétique. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **II**, 2, 337-353.
- LABAUME P., MUTTI E., SEGURET M. & ROSELL J. (1983). - Mégaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Eocène inférieur et moyen sud-pyrénéen. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XXV**, 6, 927-941.
- LABESSE B. (1980). - Age lutétien de la transgression molassique postérieure à la phase éocène sur la marge padane de l'Apennin septentrional (Italie). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **290**, D, 619-621.
- LABESSE B. (1981). - Existence d'une lacune importante dans le Crétacé supérieur des séries ligures de l'Apennin septentrional (Italie). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **293**, II, 997-1002.
- LABESSE B. (1981). - A propos de la paléogéographie du Domaine Ligure au Crétacé supérieur : le problème de la ride du Bracco (Apennin septentrional, Italie). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **293**, II, 1087-1090.
- LABESSE B. & ESQUEVIN J. (1982). - Datation par la méthode potassium-argon d'un anchimétamorphisme dans la nappe ultra-toscane de Canetolo (Apennin septentrional, Italie) : Conséquences stratigraphiques et structurales. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **295**, II, 1145-1148.
- LABESSE B., BIZON G. & MULLER C. (1979). - Age de la transgression de l'Eocène liguro-piémontais dans les synclinaux dits intra montagneux de l'Apennin de Piacenza. - *Atti. Ist. Geol.*, Univ. Padova, **XXVIII**, 96-100.

- LABESSE B., GLACON G. & MULLER C. (1978). - Sur l'âge paléocène-éocène inférieur des termes tertiaires des flyschs liguro-padans (Apennins de Pavie et de Piacenza, Italie). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **286**, D, 257-260.
- LABESSE B., GLACON G. & MULLER C. (1978). - La série du Val d'Aveto (Apennin septentrional) : une série d'âge Eocène ? - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **286**, D, 181-184.
- LABROUSTE Y.H., BALTEMBERGER P., PERRIER G. & RECQ M. (1968). - Courbes d'égale profondeur de la discontinuité de Mohorovičić dans le Sud-Est de la France. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **266**, D, 663-665.
- LACASSIN R. (1983). - Mise en évidence d'une zone de cisaillement ductile majeure dans la couverture de la nappe du Mont Rose : étude microstructurale. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **297**, II, 613-618.
- LACASSIN R. (1983). - Cisaillement ductile et déformation hétérogène du granite de la nappe du Mont Rose dans la vallée de Saas (Suisse). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **296**, II, 777-782.
- LACASSIN R. (1986). - Cisaillement progressif dextre dans la partie W de la faille insubrienne (Alpes centrales). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **303**, II, 3, 229-234.
- LACASSIN R. (1987). - Kinematic of ductile shearing from outcrop to crustal scale in the Monte Rosa Nappe, Western alps. - *Tectonics*, **6**/1, 69-88.
- LACASSIN R. & MATTAUER M. (1985). - Kilomètre scale sheath fold at Mattmark and implications for transport direction in the Alps. - *Nature*, **315**, 739-741.
- LACASSIN R., TAPPONNIER P. & BOURJOT L. (1990). - Culminations anticlinales d'échelle crustale et imbrication de la lithosphère dans les Alpes, apports du profil ECORS-CROP. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **310**, II, 807-814.
- LAGABRIELLE Y. (1981). - Les schistes lustrés à ophiolites du Queyras (Alpes franco-italiennes) : données nouvelles et précisions lithostratigraphiques. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **292**, II, 1405-1408.
- LAGABRIELLE Y. (1982). - Ophiolites et croûte océanique. Tectonique et environnement sédimentaire : Apports des données océaniques à l'interprétation géologique des séries ophiolitiques du Queyras (Alpes franco-italiennes). Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Brest, 198 p.
- LAGABRIELLE Y. (1987). - Les ophiolites : marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques ; Le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piémont), comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie. Thèse de doctorat d'Etat, Univ. de Bretagne Occidentale, Brest, 350 p.
- LAGABRIELLE Y. & AUZENDE J.M. (1982). - Active in situ disaggregation of oceanic crust and mantle : observation with submersible on Goringe Bank (S.W. Portugal), analogy with ophiolitic massives. - *Nature*, **297** (5866), 490-493.
- LAGABRIELLE Y. & CANNAT M. (1990). - Alpine jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement. - *Geology*, **18**, 319-322.
- LAGABRIELLE Y. & COTTEN J. (1984). - Le matériel détritique ophiolitique des séries océaniques liguro-piémontaises. L'exemple du Haut-Queyras. Contribution à l'étude des prasinites. - *Ofioliti*, **9**, (1), 43-66.
- LAGABRIELLE Y. & POLINO R. (1985). - Origine volcano-détritique de certaines prasinites des Schistes lustrés du Queyras (France) : arguments texturaux et géochimiques. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **I**, 4, 461-471.
- LAGABRIELLE Y. & POLINO R. (1988). - Un schéma structural du domaine des Schistes lustrés ophiolitiques au nord-ouest du massif du Mont Viso (Alpes Sud-Occidentales) et ses implications. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **306**, II, 921-928.
- LAGABRIELLE Y., AUZENDE J.M., CORNEN G., JUTEAU T., LENSCH G., MEVEL C., NICOLAS A. (1982). - Observations par submersible de croûte océanique affleurant sur le banc de Goringe (S.W. Portugal) : évidence de processus de démantèlement des gabbros en milieu sous-marin. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **II**, **293**, 827-832.
- LAGABRIELLE Y., FUDRAL S. & KIENAST J.R. (1989). - La couverture océanique des ultrabasites de Lanzo (Alpes occidentales) : arguments lithostratigraphiques et pétrologiques. - *Geodynamica Acta*, Paris, **3**, 2, 43-55.
- LAGABRIELLE Y., LEMOINE M. & TRICART P. (1985). - Paléotectonique océanique et déformations alpines dans le massif ophiolitique du Pelvas d'Abries (Alpes occidentales - Queyras, France). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **I**, 4, 473-479.
- LAGABRIELLE Y., NORVO R., POLINO R. & DUTTO F. (1982). - Sedimentary cover of some ophiolitic of cotian Alps. - *Ofioliti*, **7**, 2/3, 339-350.
- LAGABRIELLE Y., POLINO R., AUZENDE J.M., BLANCHET R., CABY R., FUDRAL S., LEMOINE M. (1984). - Les témoins d'une tectonique intraocéanique dans le domaine téthysien : analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires dans la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes. - *Ofioliti*, **9**/1, 67-88.
- LAGARDE J.L., CAPDEVILA R. & FOURCADE S. (1992). - Granites et collision continentale : l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **163**/5, 597-610.
- LAHONDERE D. (1988). - Le métamorphisme éclogitique dans les orthogneiss et les metabasites ophiolitiques de la région de Farinole (Corse). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **IV**, 4, 579-585.
- LAHONDERE D. & CABY R. (1989). - Les méta-conglomérats polygéniques des « Schistes lustrés » de la vallée du Golo (Corse Alpine) : signification paléogéographiques et conséquences tectoniques. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **309**, II, 727-732.
- LAHONDERE J.C. (1981). - Relations du « socle ancien » de la région de Bastia (Corse) avec les Schistes lustrés environnants. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **293**, II, 169-172.
- LAHONDERE J.C. (1992). - Le socle anté-alpin de la région de Bastia (Haute-Corse) et sa couverture : description, évolution structurale. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **314**, II, 1347-1353.
- LAHONDERE J.C. & LAHONDERE D. (1988). - Organisation structurale des « schistes lustrés » du Cap Corse (Haute-Corse). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **307**, II, 1081-1086.
- LAMEYRE J., BLACK R., BONIN B. & GIRET A. (1985). - Dynamique lithosphérique et genèse des magmas mantelliques. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **300**, II, 1, 21-26.
- LAMMERER (VON) B. (1986). - Das autochthous im westlichen Tauernfenster. - *Jb. Geol.*, **129**, 1, 51-67.
- LANCELOT J.C. (1979). - Etude tectonique de la zone des Brèches de Tarentaise dans la région de Bourg Saint Maurice, Savoie. - Thèse Doc. 3^{ème} cycle, Univ. Paris VI, 121 p.
- LANDRY P. (1976). - Contribution à l'étude géologique de la région de Roselend. - Thèse Doc. 3^{ème} cycle, Université de Grenoble, 131 p.
- LANDRY P. (1978). - Données nouvelles sur la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes au Sud du Mont-Blanc. - *Géologie Alpine*, Grenoble, **54**, 83-112.
- LANTEAUME M. & ROYANT G. (1983). - Stratigraphie et position structurale de la série briançonnaise du Colle San Bernardo (Confins liguro-piémontais). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **76**/3, 631-642.
- LANZA R. (1982). - Models for interpretation of the magnetic anomaly of the Ivrea body. - *Géologie Alpine*, Grenoble, **58**, 85-94.
- LANZA R. (1984). - Possibili relazioni tra corpo d'Ivrea e unità strutturali alpine. - *Mem. Soc. Geol. It.*, **29**, 25-33, 5 ff.
- LARDEAUX J.M., LOMBARDO B., GOSSO G. & KIENAST J.R. (1983). - Découverte de paragenèses à ferro-omphacites dans les orthogneiss de la zone Sesia-Lanzo septentrionale (Alpes italiennes). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **296**, II, 453-456.
- LARDEAUX J.M. & SPALLA M. (1991). - From granulites to eclogites in the Sesia zone (Italian Western Alps) : a record of the opening and closure of the Piedmont ocean. - *J. Metamorph. Geol.*, **9**, 35-39.

- LARDEAUX J.M., GOSSO G., KIENAST J.R. & LOMBARDO B. (1982). - Relations entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXIV, 4, 793-800.
- LARDEAUX J.M., GOSSO G., KIENAST J.R. & LOMBARDO B. (1983). - Chemical variations in phengitic micas of successive foliations within the eclogitic micaschists complex, Sesia-Lanzo Zone (Italy, Western Alps). - *Bull. Mineral.*, 106, 673-689.
- LASSERRE J.L. & LAVERNE C. (1976). - Le volcanisme tholéiitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes) : minéralogie, pétrographie et géochimie. - Thèse doctorat 3^{ème} cycle, Grenoble, 252 p.
- LASSERRE J.L., LAVERNE C. & VATIN-PERRIGNON N. (1976). - Le volcanisme crétacé de la fosse valaisane dans sa partie sud (zone du Versoyen, Tarentaise). Distinction et caractérisation géochimique de deux ensembles de roches basiques. - 4^{ème} R.A.S.T., Paris 13-16 avril 1976, p. 252.
- LATIN D. & WHILE N. (1990). - Generating melt during lithospheric extension : pure shear vs. simple shear. - *Geology*, 18/4, 327-331.
- LAUBSCHER H.P. (1971). - The Large scale kinematics of the western alps and the, northern apennines and its palinspastic implications. - *Amer. J. Sci.*, 271, 193-226.
- LAUBSCHER H.P. (1974). - The tectonics of subduction in the alpine system. - *Mem. Soc. geol. Ital.*, 13, 2, 275-283.
- LAUBSCHER H.P. (1975). - Plate boundaries and microplates in alpine history. - *Amer. J. Sci.*, 275, 865-876.
- LAUBSCHER H.P. (1983). - Detachment, shear and compression in the central Alps. Hatcher R.D., J.R., Williams H. and Zietz I. éd. Contributions to the tectonics and geophysics of Mountain Chains. - *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 158, 191-211.
- LAUBSCHER H.P. (1988). - Material balance in Alpine orogeny. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100, 1313-1328.
- LAUBSCHER H.P. (1991). - The arc of the western Alps today. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 84/3, 631-660.
- LAUBSCHER H.P., BIELLA G.C., CASSINIS R., GELATI R., LOZEJ A. et al. (1992). - The collisional knot in Liguria. - *Geologische Rundschau*, 81/2, 275-289.
- LAURENT P.H. & ETCHECOPAR A. (1976). - Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement ouest dans le massif de Dora Maira (Alpes occidentales). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, 6, 1387-1393.
- LAVAZZA F. (1977). - Studio strutturale e petrografico del versante meridionale de M. Racciamelone. - Tesi, Ist. di Petr., Torino, 192 p.
- LAVIS-TRAFFORD (DE) M.A. (1956). - Le col alpin franchi par Hannibal. Son identification topographique. - *Bull. Soc. Hist. Archéo. Maurienne*, XIII, 109-200.
- LE GUERNIC J. (1967). - La zone du Roure : contribution à l'étude du Briançonnais interne et du Piémontais en Haute Ubaye. - *Trav. Lab. géol. Univ. Grenoble*, 43, 95-127.
- LE PICHON X. (1986). - Les liens entre l'évolution de la surface terrestre et les mouvements profonds. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris. La vie des Sciences, 3, 5, 435-450.
- LE PICHON X. & BARBIER F. (1987). - Passive margin formation by low-angle faulting within the upper crust : the northern bay of Biscay margin. - *Tectonics*, 6, 133-150.
- LE PICHON X. & BLANCHET R. (1978). - Where are the passive margins of the western tethys Ocean ? - *Geology*, 6, 597-600.
- LE PICHON X., BERGERAT F. & ROULET M.J. (1988). - Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation. A new analysis. - *Geol. Soc. Amer., Special paper*, 218, 111-131.
- LEAKE B.E. & OTHERS. (1978) - Nomenclature of amphiboles. - *American Mineralogist*, 63, 1023-1052.
- LEARDI L., ROSSETTI P. & COMPAGNONI R. (1984) - Geochemical study of a metamorphic ophiolite sequence from the Val d'Ala di Lanzo (Internal piedmontese zone, Graian Alps, Italy). - *Mem. Soc. Geol. It.*, 29, 93-105.
- LECLAIR L. (1974). - Hypothèse sur l'origine des silicifications dans les grands bassins océaniques. Le rôle des climats hydrolisants. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 16, 2, 214 - 224.
- LECLAIR L. & CLOCCHIATTI M. (1976). - La dissolution des carbonates en milieu océanique. Son rôle dans la genèse des dépôts pélagiques pendant la Cénozoïque. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 18, 5, 1315-1335.
- LEFEVRE R. (1982). - Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises dans les Alpes cottiennes méridionales. - Thèse de doctorat, Université de Paris sud-Orsay, 435 p.
- LEFEVRE R. (1968). - La structure et le style tectonique de la bande d'Acceglio en Val Maira (Alpes cottiennes italiennes). - *Géologie Alpine*, Grenoble, 44, 139-151.
- LEFEVRE R. (1972). - Sur l'existence du domaine ultra-briançonnais d'Acceglio dans les Alpes cottiennes méridionales franco-italiennes. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 6, 239-241.
- LEFEVRE R. (1983). - La cicatrice de Preit : une discontinuité structurale majeure au sein de la zone briançonnaise interne entre Acceglio et l'Argentera (Alpes cottiennes méridionales). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 296, II, 1551-1554.
- LEFEVRE R. (1984). - Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises entre Maira et Grana (Alpes cottiennes méridionales). - *Géologie Alpine*, Grenoble, 60, 27-36.
- LEFORT J.P. (1993). - Image globale de la croûte continentale française entre le Brabant et le Pays Basque. - *Bull. Centres Rech. Explor-Prod. Elf Aquitaine*, 17/1, 39-52.
- LEGIER C., TEMPIER C. & VAUCHEZ A. (1987). - Tectonique tangentielle ductile synmétamorphe d'âge Crétacé supérieur dans la couverture du massif de l'Agly (zone nord-pyrénéennes orientale). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 305, II, 907-911.
- LEIKINE M., KIENAST J.R., ELTCHANINOFF-LANCELOT C. & TRIBOULET S. (1983). - Le métamorphisme polyphasé des unités dauphinoises entre Belledonne et Mont-Blanc (Alpes occidentales). Relation avec les épisodes de déformation. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXV, 4, 575-587.
- LEMOINE M. (1953). - Remarques sur les caractères et l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), III, 105-120.
- LEMOINE M. (1953). - Le problème de la transgression des marbres en plaquettes dans la zone briançonnaise. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 1056-1058.
- LEMOINE M. (1954). - Documents nouveaux et hypothèses sur la stratigraphie des « Schistes lustrés » du Queyras (Hautes Alpes). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 238, 496-498.
- LEMOINE M. (1954). - Observations nouvelles sur la stratigraphie de la zone piémontaise (Schistes lustrés du Queyras) (feuilles de Guillestre, Aiguilles et Aiguilles de Chambeyron à 1/50 000). - *Bull. Carte géol. Fr.*, 241, 52, 275-282.
- LEMOINE M. (1955). - Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des Schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes). - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 94-96.
- LEMOINE M. (1957). - Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans la haute vallée de l'Ubaye (Basses Alpes). - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1, 41-45.
- LEMOINE M. (1959). - Remarques à propos de quelques faits et hypothèses concernant l'âge des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes et briançonnaises. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 1, 90-92.
- LEMOINE M. (1960). - Esquisse d'une représentation de la paléogéographie de la marge interne de la zone briançonnaise au Jurassique et au Crétacé (Transversales de Briançon et du Queyras). - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, (7), II, 1, 102-104.
- LEMOINE M. (1960). - Sur les caractères stratigraphiques et l'ordre de succession des unités tectoniques à la marge interne de la zone briançonnaise. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, (7), II, 1, 97-99.
- LEMOINE M. (1961). - La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. - *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 4, 163-180.

- LEMOINE M. (1961). - Le Briançonnais interne et le bord de la zone des Schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye (Hautes et Basses Alpes) (Schéma structural). - *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, 37, 99-119.
- LEMOINE M. (1962). - Observations nouvelles et considérations sur la signification des ophiolites dans les Schistes lustrés du Queyras (Hautes Alpes) et des régions voisines. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, (7), 186-188.
- LEMOINE M. (1964). - Le problème des relations des Schistes lustrés piémontais avec la zone briançonnaise dans les Alpes cottiennes. - *Géol. Rundschau*, 53, 113-131.
- LEMOINE M. (1971). - Données nouvelles sur la série du Gondran près de Briançon (Alpes cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphique et paléogéographique de la zone piémontaise. *Géologie Alpine*, Grenoble, 47, 181-201.
- LEMOINE M. (1972). - Eugeosynclinal domains of the Alps and the problem of past oceanic areas. - 24th I.G.C. Montréal, section 3, 476-485.
- LEMOINE M. (1975). - Mesozoic sedimentation and tectonic evolution of the Briançonnais zone in the Western Alps. Possible evidence for an atlantic type margin between the European craton and the Tethys. - IX^{ème} Congrès international de sédimentologie, Nice, thème 4, 211-215.
- LEMOINE M. (1980). - Serpentinities, Gabbros and Ophicalcites in the piedmont-ligurian domain of the western Alps : possible indicators of oceanic fracture zones and of associated serpentinite protrusions in the jurassic-cretaceous tethys. Symposium on tectonic inclusions and associated rocks in serpentinites, Geneva. - *Archives des Sciences*, Genève, 33, 2-3, 103-115.
- LEMOINE M. (1982). - Rifting and early drifting : mesozoic central Atlantic and Ligurian Tethys, in Sheridan, R.E., Gradstein F.M. et al. - *Init. Rep. Deep. Sea Drill. Proj.*, Washington, (U.S. Government Printing Office), 76, 885-895.
- LEMOINE M. (1984). - La marge occidentale de la Téthys ligure, in Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, Boillot et al., 155-248, Masson éd., Paris.
- LEMOINE M. (1985). - Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Tethys ligure. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), I, 1, 126-137.
- LEMOINE M. (1988). - Des nappes embryonnaires aux blocs basculés : évolution des idées et des modèles sur l'histoire mésozoïque des Alpes occidentales. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, 5, 787-797.
- LEMOINE M. & MICHARD A. (1963). - Sur le problème stratigraphique et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 256, 4050-4053.
- LEMOINE M. & GRACIANSKY P.C. (DE) (1988). - Histoire d'une marge continentale passive : les Alpes occidentales au Mésozoïque. Introduction. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, 4, 597-600.
- LEMOINE M. & TRICART P. (1979). - Une partie des Schistes et des Ophiolites du Queyras (Alpes occidentales françaises) résultent-ils de sédimentation et d'écroulements au pied d'un escarpement de faille océanique ? - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 288, D, 1655-1658.
- LEMOINE M. & TRICART P. (1986). - Les schistes lustrés piémontais des Alpes occidentales : approche stratigraphique, structurale et sédimentologique. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 79, 2, 271-294.
- LEMOINE M. & TRICART P. (1983). - Le fond océanique ultrabasique de la Tethys ligure à travers l'exemple des massifs de serpentinites du Sud-Queyras (Alpes occidentales). - *Terra Cognita*, 3, 156-157.
- LEMOINE M., ARNAUD H., BUFFET G., GIDON M. & VATIN-PERIGNON N. (1983). - A la recherche d'un modèle structural et chronologique du rifting téthysien ligure : comparaison des événements tectono-sédimentaires et volcaniques du Trias et du Lias dans les Alpes occidentales. - *Géodynamique 1*, Colloque final, Nice Spohia Antipolis, résumé 1 p., (III-9).
- LEMOINE M., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., LETOLLE R., MEVEL C. & THIEULOY J.P. (1981). - Indices de paléohydrothermalisme sous-marin dans le Jurassique et le Crétacé des Alpes occidentales (Océan Téthysien et sa marge continentale européenne). - *Soc. géol. Fr., Réunion spécialisée Océans et Paléocéans*, Lille, résumé 1 p.
- LEMOINE M., BARFETY J.C. & GIDON M. (1983). - End of tethyan rifting in the western alps : pre-late jurassic unconformities in various sectors of internal and external zones. - *Terra Cognita*, 3, 257.
- LEMOINE M., BOURBON M. & TRICART P. (1978). - Le Jurassique et le Crétacé piémontais à l'Est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Tethys : données nouvelles et conséquences. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 286, 17, 1237-1240.
- LEMOINE M., DARDEAU G., DELPECH P.Y., DUMONT T., GRACIANSKY (DE) P.C. et al. (1989). - Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes Occidentales. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 309, II, 1711-1716.
- LEMOINE M., GIDON M. & BARFETY J.C. (1981). - Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 292, II, 917-920.
- LEMOINE M., MARTHALER M., CARON M., SARTORI M., DU CHAFFAUT S.A. et al. (1984). - Découverte de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les Schistes lustrés du Queyras (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 299, II, 11, 727-732.
- LEMOINE M., STEEN D. & VUAGNAT M. (1970). - Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées : observations dans le massif de Chabrière en Haute Ubaye (Basses Alpes, France). - *C. R. S. P. H. N.*, Genève, N. s., 5, 1.
- LEMOINE M., TRICART P. & BOILLOT G. (1987). - Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines) : in search of a genetic model. - *Geology*, 15, 622-627.
- LEMOINE M., TRICART P. & GOUT C. (1984). - Evidences of distensional and/or wrench tectonics in the mesozoic ligurian oceanic crust and sediments, Chabrière ophiolite, Western alps. - *Ophioliti*, 9, 3, 696-697.
- LEMOINE M., TRICART P., CABY R., CARPENA J., LAGABRIELLE Y., POLINO R. et al. (1984). - Radiometric versus stratigraphic dating of the western alps ophiolites : contradictions, problems geodynamic implications. IIIrd annual meeting of the working group on méderranean ophiolites : « Ophiolites through time ». - *Ophioliti*, supplémento, 9, p. 40.
- LEMOINE M. & TRÜMPY R. (1987). - Pre-oceanic rifting in the Alps. - *Tectonophysics*, 133, 305-320.
- LETOURNEUR J., MONJUVENT G. & GIRAUD A. (1983). - Ecroutement de la Madeleine et lac de Bessans. Contribution à l'histoire quaternaire récente de la Haute-Maurienne (Savoie). - *Trav. Sci. Parc Nat. Vanoise*, 31-54.
- LIEWIG N. (1981). - Les Phengites : marqueurs géométriques, chimiques et isotopiques de l'histoire des roches métamorphiques. Application aux Schistes Lustrés des Alpes cottiennes. - Thèse doctorat 3^{ème} cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 99 p.
- LIEWIG N., CARON J.M. & CLAUER N. (1981). - Geochemical and K-Ar isotopic behaviour of Alpine sheet silicates during polyphased deformation. - *Tectonophysics*, 78, 273-290.
- LOMBARD A. (1958). - Sédimentation du flysch. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 51, 3, 1022-1026.
- LOMBARD A. (1971). - La nappe du Niesen et son flysch. - *Mater. Carte géol. Suisse*, 141, 252 p.
- LOMBARDO B. & POGNANTE U. (1982). - Tectonic implications in the evolution of the western Alps ophiolite metagabbros. - *Ophioliti*, 7, 2/3, 371-394.

- LOMBARDO B., NERVO R., COMPAGNONI R., MESSIGA B., KIENAST J.R., MEVEL C., *et al.* (1978). - Osservazioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche del Monviso (Alpi occidentali). - *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **34**, 2, 253-305.
- LORAND J.P., KEAYS R.R. & BODINIER J.L. (1993). - Copper and noble metal enrichments across the lithosphere-asthenosphere boundary of mantle diapirs : evidence from the Lanzo lherzolite massif. - *J. Petrology*, **34/6**, 1111-1140.
- LORENZONI S. (1965). - Studio geo-petrografico del versante italiano del Massiccio d'Ambin. - *Mem. Ist. Geol. Min.*, Univ. Padova, **25**, 88 p.
- LORENZONI S. (1968). - Etude pétrographique du versant italien du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). - *Schweiz. Min. Petrogr. Mitt.*, **48/1**, 428-436.
- LORY CH. (1878). - Essai sur l'orographie des Alpes occidentales considérée dans ses rapports avec la structure géologique de ces montagnes. - *Bull. Soc. Stat. Sci. nat. arts indus. départ. Isère*, 3^{ème} série, **VII**, 76 p.
- LORY CH. (1860). - Note sur la constitution stratigraphique de la Haute Maurienne. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **2**, **XVIII**, 34-53.
- LORY CH. (1873). - Observations sur la stratigraphie des Alpes graies et cottiennes. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **3**, **I**, 266-269.
- LOUBAT H. (1968). - Etude pétrographique des ophiolites de la « Zone du Versoyen », Savoie (France), Province d'Aoste (Italie). - *Arch. Sci.*, Genève, **21**, 3, 265-457.
- LOUBAT H. (1975). - La zone du Versoyen témoin possible d'une intersection entre dorsale volcanique océanique et marge continentale. - *Arch. Sci.*, Genève, **28**, **1**, 101-116.
- LOUBAT H. (1984). - Considérations préliminaires sur la configuration horizontale de l'édifice subvolcanique du Versoyen (Alpes franco-italiennes) analogue aux bassins en distension du type Golfe de Californie. - *Géologie Alpine*, Grenoble, **60**, 37-44.
- LOUBAT H. & ANTOINE P. (1965). - Sur l'existence des laves en coussins dans la région du Petit Saint Bernard (frontière franco-italienne). - *Arch. Sci.*, Genève, **18**, 3, 689-692.
- LU C. Y. & FUDRAL S. (1984). - Les Schistes lustrés du Mont Jovet et leur cadre structural (Alpes occidentales, Savoie). - *10^{ème} Réunion Annuelle des Sciences de la Terre*, Bordeaux, Soc. géol. Fr. éd., Paris, résumé, p. 367.
- LU C.Y. (1985). - Contribution à l'étude de la déformation de la paléomarge téthysienne dans les Alpes occidentales. Analyses tectoniques et microtectoniques dans la zone des Brèches de Tarentaise (région de Moûtiers) et dans les Schistes lustrés du Mont Jovet, Alpes de Savoie. - Thèse 3^{ème} cycle, Université de Bretagne occidentale et Université de Savoie, 148 p.
- LUALDIA. (1991). - Il Trias superiore-Lias della zona Sestri-Voltaggio (Unità di Monte Gazzo-Isoverde). La sezione di Lencisa-M. Dei Torbi. - *Atti Tic. Sc. Terra*, **34**, 121-132.
- LUGEON M. (1943). - Une nouvelle hypothèse tectonique : la diverticulation. - *Bull. Soc. Vaud. Sci. nat.*, **62**, 260, 301-303.
- LYAL H.B. (1984). - Déformations et déplacements dans la chaîne alpine : l'exemple des Schistes lustrés du Cap Corse. - Thèse 3^{ème} cycle, Université de Rennes 1, 307 p.
- LYAL H.B. (1985). - Progressive and polyphase deformation of the Schistes lustrés in Cap Corse, Alpine Corsica. - *J. Struct. Geology*, **7**, **1**, 637-650.
- MACAUDIERE J., MARIGNAC C. & WEISBROD A. (1987). - Grandes nappes synschisteuses collisionnelles dans la catazone hercynienne des Cévennes médianes (Massif Central, France). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **304**, **II**, 19, 1195-1198.
- MALAVIEILLE J. & ETCHECOPAR A. (1981). - Ductile shear deformation of quartzite in an alpine crustal thrust (Ambin massif). - *Tectonophysics*, **78**, 65-71.
- MALAVIEILLE J. & RITZ J.F. (1989). - Mylonitic deformation of evaporites in decollements : examples from the southern Alps, France. - *J. Struct. Geol.*, **11**, **5**, 583-590.
- MALAVIEILLE J., LARROQUE C. & CALASSOU S. (1993). - Modélisation expérimentale des relations tectonique/ sédimentation entre bassin avant-arc et prisme d'accrétion. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **316**, **II**, 1131-1137.
- MALAVIEILLE J., LACASSIN R. & MATTAUER M. (1984). - Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XXVI**, **5**, 895-906.
- MALOD J.A. (1987). - Dissymétrie des marges autour de l'Atlantique Nord. Relations avec les modèles de distension. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **III**, **3**, 465-472.
- MALTE-BRUN V.A. (1979). - Savoie. Géographie-Histoire-Statistique-Administration. - Les Éditions du Bastion, réédition de l'ouvrage de 1882, 140 p.
- MANCKTELOW N.S. (1993). - Tectonic overpressure in competent mafic layers and the development of isolated eclogites. - *J. Metamorph. Geol.*, **11**, 801-812.
- MANGE-RAJESKY M. & OBERHANSLI R. (1982). - Detrital lawsonite and blue sodic amphibole in the molasse of Savoy, France, and their significance in assessing alpine evolution. - *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **62**, 415-436.
- MANIVIT H. & PRUD'HOMME A. (1990). - Biostratigraphie du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes. Nannofossiles de l'unité de San Remo-Monte Saccarello. Comparaison avec les Flyschs à Helminthoïdes des Apennins. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **VI**, **1**, 95-104.
- MARCHAND J. (1981). - Ecaillage d'un mélange « tectonique » profond : le complexe cristallophyllien de Champtocéaux (Bretagne méridionale). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **293**, **II**, 223-228.
- MARCHANT R. (1993). - The underground of the Western Alps. - *Mémoires de Géologie*, Lausanne, 137 p.
- MARCHANT R., STECK A., ESCHER A., LEVATO L., MASSON H. *et al.* (1993). - An interpretation of the deep seismic lines from the Penninic Alps of Valais (Switzerland). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **164/3**, 395-414.
- MARCOUX J. & RICOU L.E. (1979). - Classification des ophiolites et radiolarites alpino-méditerranéenne d'après leur contexte paléogéographique et structural. Implications sur leur signification géodynamique. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XXI**, **5**, 643-652.
- MARCUCCI M. & PASSERINI P. (1991). - Radiolarian-bearing siliceous sediments in the mesozoic of the northern and central Apennines. - *Ofioliti*, **16**, **2**, 121-126.
- MARESCHE W.V. (1977). - Experimental studies on glaucophane : an analysis of present knowledge. - *Tectonophysics*, **43**, 109-125.
- MARIA (DE) L., GOSSO G., MILETTO M., POGNANTE U., RIGATTI G., SPALLA M.I. (1983). - Carta strutturale interpretativa e profili a pannello tra la zona piemontese, la zona sesia-Lanzo e il massiccio ultrabásico di Lanzo. - *Mem. Soc. Geol. It.*, **26**, tav. 1.
- MARINI M. (1992). - L'unità del M. Göttero fra la val Trebbia e Sestri Levante (Appennino Ligure) : nuovi dati di analisi di bacino e ipotesi di evoluzione sedimentaria. - *Boll. Soc. Geol. It.*, **111**, 3-23.
- MARINI M. (1986). - Deformazioni e fasi deformative nei flysch cretácico-eocenici delle valli Arroscia e Lerrone (Alpi Marittime liguri). - *Boll. Soc. Geol. It.*, **105**, 351-370.
- MARINI M. (1989). - Risultati preliminari della revisione dell'Unità del M. Gottero (Appennino Ligure). I : Litostratigrafia. - *Rend. Soc. Geol. It.*, **12**, 37-40.
- MARINI M. (1989). - Risultati preliminari della revisione dell'Unità del M. Gottero (Appennino Ligure). II : Assetto strutturale. - *Rend. Soc. Geol. It.*, **12**, 41-44.
- MARINI M. (1990). - Nuovi dati su stratigrafia e paleogeografia dell'Elemento di Ronco (Appennino ligure). - *Boll. Soc. Geol. It.*, **109**, 481-499.
- MARINI M. & TERRANOVA R. (1981). - I complessi ofiolitiferi dei Monti Aiona e Penna e loro rapporti con le serie sedimentarie (Appennino ligure-emiliano). - *Boll. Soc. Geol. It.*, **99**, 183-203.
- MARINI M. & TERRANOVA R. (1985). - Osservazioni olistostromi presenti nei flysch della Liguria occidentale (Valle del T. Arroscia) : problemi e nuove prospettive interpretative. - *Boll. Soc. Geol. It.*, **104**, 143-150.

- MARION R. (1984). - Contribution à l'étude géologique de la Vanoise - Alpes occidentales - Le massif de la Grande Sassièrè et la région de Tignes Val d'Isère. - *Trav. Départ. Sci. Terre*, 2, Université de Savoie, Chambéry, 127 p.
- MARRONI M. (1991). - Deformation history of the Mt. Gottero unit (internal Ligurid units, northern Apennines). - *Boll. Soc. Geol. It.*, **110**, 727-736.
- MARRONI M. & MECCHERI M. (1993). - Tectonic history of an accreted sequence : the Colli-Tavarone unit, Northern Apennines, Italy. - *Ophioliti*, **18/2**, 143-155.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1990). - Nuovi dati sull'età del Complesso di M. Penna/Casanova (Unità liguri esterne, Appennino settentrionale). - *Rend. Soc. Geol. It.*, **13**, 3-4.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1990). - The age of the MT Penna/Casanova complex (external ligurid units, Northern Apennines) : new data from the calcareous nannoplankton. - *Ophioliti*, **15/2**, 341-342.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1990). - The age of the ophiolite sedimentary cover from the M^T Gottero Unit (Internal Ligurid Units, Northern Apennines) : new data from calcareous nannofossils. - *Ophioliti*, **15/2**, 251-267.
- MARTHALER M. (1981). - Découverte de foraminifères planctoniques dans les « schistes lustrés » de la pointe de Tourtemagne (Valais). - *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.*, **259**, 75, 171-178.
- MARTHALER M. (1984). - Géologie des unités penniques entre le Val d'Anniviers et le Val de Tourtemagne (Valais, Suisse). - *Eclogae geol. Helv.*, **Bâle**, **77**, (2), 395-448.
- MARTHALER M. (1986). - Les foraminifères planctoniques des « Schistes lustrés » : quelques aspects liés à leur recherche, leur découverte et leur détermination. - 11^{ème} R.S.T. Clermont-Ferrand, p. 195, Soc. Géol. Fr. éd.
- MARTHALER M. & STAMPFLI G.M. (1989). - Les Schistes lustrés à ophiolites de la nappe du Tsaté : un ancien prisme d'accrétion issu de la marge active apulienne. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **69**, 211-216.
- MARTHALER M., FUDRAL S., DEVILLE E., & RAMPNOUX J.P. (1986). - Mise en évidence du Crétacé supérieur dans la couverture septentrionale de Dora Maira, région de Suse, Italie (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et structurales. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **302**, II, 2, 91-96.
- MARTIGNOLE J. (1990). - Exhumation of high-grade terranes. - *Terra abstracts*, **9**, p. 3.
- MARTIN S. & POLINO R. (1984). - Le métaradiolariti a ferro di Cesana (Valle di Susa - Alpi occidentali). - *Mém. Soc. geol. It.*, **XXIX**, 107-125.
- MARTIN S. & TARTAROTTI P. (1989). - Polyphase HP metamorphism in the ophiolitic glaucophanites of the lower St Marcel Valley (Aosta, Italy). - *Ophioliti*, **14** (3), 135-156.
- MARTIN S., BENCIOINI L. & LOMBARDO B. (1985). - Garnet-Omphacite thermometry in ophiolite eclogites from the northwestern alps. Second Eclogite Conference, 1985, Wien. - *Terra Cognita*, **5**, 432.
- MARTIN S., DAL PIAZ G.V. & KIENAST J.R. (1983). - Conditions physiques du métamorphisme estimées pour le gisement manganésifère de Praborna, Val d'Aoste, Italie. - *Ophioliti*, **9**, 3, 700.
- MARTINEZ-REYES J. (1980). - Contribution à l'étude géologique des Alpes occidentales entre Arc et Isère. Région du Mont Niélard et du Cheval Noir (Savoie). Le problème des unités à flysch. - Thèse de Docteur-Ingénieur, Université P. et M. Curie, Paris, Inédit.
- MARTINEZ-REYES J., FUDRAL S., RAMPNOUX J.P. & TARDY M. (1979). - Regard sur la stratigraphie du substratum du Flysch des Aiguilles d'Arves entre Arc et Isère (Savoie) : conséquences paléogéographiques. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **298**, 203-206.
- MARTINOTTI G. & HUNZIKER J.C. (1984). - The Austro-alpine system in the Western Alps : a review. - *Mem. Soc. Geol. It.*, **29**, 233-250.
- MARUYAMA S., SUSUKI K. & LIOU J.G. (1983). - Greenschist-Amphibolite transition equilibria at low pressures. - *J. Petrology*, **24/4**, 583-604.
- MASCLE G., ARNAUD H., DARDEAU G., DEBELMAS J., DUBOIS P., GIDON M., GRACIANSKY. (1986). - Halocinèse précoce sur la marge téthysienne alpine : vers une réinterprétation des zones de gypse des Alpes. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **302**, II, 15, 963-968.
- MASCLE G., ARNAUD H., DARDEAU G., DEBELMAS J., DELPECH P.Y., DUBOIS P. *et al.* (1988). - Salt tectonics, Tethyan rifting and alpine folding in the French Alps. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **IV**, 5, 747-758.
- MASCLE G., LEMOINE M., MASCLE J., REHAUT J.P. & TRICART P. (1992). - Croute océanique et ophiolite : comparaison des données des forages en mer Tyrrhénienne et des ophiolites des Alpes occidentales. - 14^{ème} R. S. T., Toulouse, résumé, p. 105.
- MASSAZZA G. (1977). - Geologia del versante susano del M. Rocciamelone. - Tesi, Ist. di Petr., Torino, 190 p.
- MASSON H. (1972). - Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. - *Eclogae geol. Helv.*, **Bâle**, **65/1**, 27-41.
- MASSON H. (1976). - Un siècle de géologie des Préalpes : de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique. - *Eclogae geol. Helv.*, **Bâle**, **69/2**, 527-575.
- MASSONE H.J. (1981). - Regional distribution of white-K micas polymorphes and their phengite content in Central Alps. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **83**, 1983, 185-197.
- MASSONE H.J. (1989). - The upper thermal stability of chlorite + quartz : an experimental study in the system MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O. - *J. Metamorph. Geol.*, **7**, 567-581.
- MASSONE H.J. & SCHREYER W. (1989). - Stability field of the high-pressure assemblage talc + phengite and two new phengite barometers. - *Eur. J. Mineral.*, **1**, 391-410.
- MASSONE H.J. & SCHREYER W. (1987). - Phengite geobarometry based on the limy assemblage with K-feldspar, phylloporite and quartz. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**, 212-224.
- MASSONE H.J. (1981). - Phengite : eine experimentelle Untersuchung ihres Druck-Temperatur-Verhalten im system K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. - Dissertation, Ruhr Universität, Bochum.
- MATTAUER M. (1975). - Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. - *Earth. Plan. Sci. Lett.*, **28**, 144-154.
- MATTAUER M. (1981). - Plis en fourreau d'échelle plurikilométrique dans la zone interne des Alpes suisses (couverture nord de la Nappe du Mont Rose). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **293**, II, 929-932.
- MATTAUER M. (1983). - Subduction de lithosphère continentale, décollement croûte-manteau et chevauchements d'échelle crustale dans la chaîne de collision himalayenne. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **296**, II, 481-486.
- MATTAUER M. & MERCIER J.L. (1980). - Microtectonique et grande tectonique. Livre jubilaire de la Société géologique de France, 1830-1980. - *Mém. h. s. Soc. géol. Fr.*, **10**, 141-161. -
- MATTAUER M. & TAPPONNIER P. (1978). - Tectonique des plaques et tectonique intracontinentale dans les Alpes franco-italiennes. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **287**, 899-902.
- MATTAUER M., BRUNEL M. & MATTE P. (1988). - Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif Central français. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **306**, II, 671-676.
- MATTAUER M., FAURE M. & MALAVIEILLE J. (1981). - Transverse lineation and large scale structures related to alpine abduction in Corsica. - *J. Struct. Geol.*, **3**, 401-409.
- MATTAUER M., MALAVIEILLE J. & MONIE P. (1987). - Une coupe lithosphérique des Alpes occidentales dans l'hypothèse ou Sesia n'est pas d'origine Sud-Alpine. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **304**, II, 1, 43-48.
- MATTAUER M., PROUST F. & ETCHEPAR A. (1977). - Linéation « a » et mécanisme de cisaillement simple liés au chevauchement de la nappe des Schistes lustrés en Corse. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XIX**, 4, 841-847.
- MATTE P. (1986). - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques ; modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **II**, 1, 9-24.

- MATTIROLLO E. (1894). - Sui lavori eseguiti durante la campagna geologica del 1893 nelle Alpi Occidentali. - *Boll. R. Comit. Geol. It.*, **III**, V, 211-215.
- MAUFFRET A. & MONTADERT L. (1987). - Rift tectonics on the passive continental margin off Galicia (Spain). - *Marine and Petroleum Geology*, **4**, 49-70.
- MAURIN J.C. (1982). - Etude d'un secteur des Schistes lustrés à ophiolites du Queyras (Alpes franco-italiennes). Les sills basiques du Col Agnel : approche pétrologique et géochimique ; contexte structural. - Mém. D.E.A., Univ. Sci. Tech. du Languedoc, 66 p., inédit.
- MAURY P. (1984). - Etude stratigraphique et structurale de la liaison Séolanes-Morgon (Ubaye) : son rôle dans la genèse de la zone sub-briançonnaise. - Thèse 3^{ème} cycle, Université P. et M. Curie, Paris VI, 162 p.
- MAURY P. & RICOU L.E. (1983). - Le décrochement subbriançonnais : une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes franco-italiennes. - *Rev. Géol. dynam. Géog. Phys.*, **24**, 1, 3-22.
- MAWHIN B., JEANNETTE D. & TRICART P. (1983). - Relations entre structures longitudinales et transverses au coeur de l'arc alpin occidental : exemple du Val Germanasca (Massif cristallin Dora Maira). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **297**, II, 749-752.
- MAZZUCOTELLI A., MESSIGA B. & PICCARDO G.B. (1976). - Caratteristiche petrografiche e geochimiche delle preasiniti dell'unità Voltri-Rossiglione (Gruppo di Voltri). - *Ofioliti*, **1/2**, 255-278.
- MC CONNEL R.B. & RAAF M. (DE) (1929). - Communication préliminaire sur la géologie de la nappe du Niesen entre e Sepey et la Lenk et sur la zone sub-médiane. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **22/2**, 95-112.
- MEGARD-GALLI J. & BAUD A. (1977). - Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. - *Bull. B. R. G. M.*, **2**, IV, 3, 233-250.
- MEGARD-GALLI J. & FAURE J.L. (1988). - Tectonique distensive et sédimentation au Ladinien supérieur-Carinien dans la zone briançonnaise. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, 5, 705-715.
- MEGNIEN C. (1991). - Forages scientifiques : le programme Géologie profonde de la France, opérations et résultats sur les trois premières cibles. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **162**, 5, 977-985.
- MENARD G. (1979). - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. - Thèse 3^{ème} cycle, Université de Grenoble, I. R. I. G. M., 177 p.
- MENARD G. (1980). - Profondeur du socle anté-triasique dans le Sud-Est de la France. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, **290**, 299-302.
- MENARD G. (1988). - Structure et cinématique d'une chaîne de collision. Les Alpes occidentales et centrales. - Thèse doctorat es Sciences, Université J. Fourier, Grenoble, 268 p.
- MENARD G. & THOUVENOT F. (1987). - Coupes équilibrées crustales : méthodologie et application aux Alpes occidentales. - *Geodinamica Acta*, Paris, **1/1**, 35-45.
- MENARD G. & THOUVENOT F. (1983). - Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes Occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivréa. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XXVI**, 5, 875-884.
- MERCIER D. & BEAUDOIN B. (1984). - Le Briançonnais au Carbonifère : modalités de la subsidence d'une gouttière méridienne. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **298**, II, 4, 125-128.
- MERCIER DE LEPINAY B. (1981). - Etude géologique de la région des Gets et de Samoëns (Haute-Savoie). - Thèse doctorat 3^{ème} cycle, Université P. et M. Curie, Paris.
- MERLE O. (1982). - Cinématique et déformation de la Nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye). Alpes occidentales. - Thèse doctorat 3^{ème} cycle, Université de Rennes, 149 p.
- MERLE O. (1987). - Histoire de la déformation dans les Alpes lépontines occidentales. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), II, 1, 183-190.
- MERLE O. & BRUN J.P. (1981). - La déformation polyphasée de la Nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes) : un résultat de la déformation progressive associée à une translation non rectiligne. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **292**, II, 343-346.
- MESSIGA B. & PICCARDO B. (1982). - High-pressure metamorphic ophiolites from the Gruppo di Voltri, Western Liguria, Italy. - *Terra Cognita*, (2), « Eclogites », p. 307.
- MESSIGA B., PICCARDO B., GIOVANNI & VANOSSI M. (1978). - Dati preliminari sulla distribuzione del metamorfismo alpino nei terreni pre-mesozoici liguri. - *Rendi. Soc. It. Min. Petrol.*, **34** (2), 351-369.
- MESSIGA B., PICCARDO G.B., RAMPONE E., & SCAMBELLURI M. (1989). - Primary characters and high pressure metamorphic evolution of the subducted oceanic lithosphere of the voltri massif (ligurian Alps - Northern Italy). - *Ofioliti*, **14**, (3), 157-175.
- MEURISSE M. (1980). - Dans les Pyrénées, la tectogenèse majeure de la zone interne débute-t-elle bien à l'Albien supérieur ? - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **1**, 13-15.
- MEVEL C. (1983). - Metamorphism in oceanic layer 3 : intra-oceanic recrystallization and deformation. - *Ofioliti*, **supplémento**, **8**, 45.
- MEVEL C. & KIENAST J.R. (1980). - Chromian jadeite, phengite pumpellyite and Lawsonite in a high-pressure metamorphosed gabbro from the French Alps. - *Mineralogical Magazine*, **43**, 979-984.
- MEVEL C., KIENAST J.R. & LEIKINE M. (1982). - Découverte et signification de l'association métamorphique aegyrine-riebeckite dans un gabbro ophiolitique du Chenaillet (Alpes occidentales). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **295**, II, 809-812.
- MICHARD A. (1961). - Schéma structural du massif triasico-liasique Maira-Grana dans ses rapports avec les Schistes Lustrés et le massif Dora Maira (Alpes Cottiniennes). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **253**, 2726-2727.
- MICHARD A. (1967). - Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes, éd. C. N. R. S., Paris, 447 p.
- MICHARD A. & HENRY C. (1988). - Les nappes briançonnaises en Haute Ubaye (Alpes franco-italiennes) ; contribution à la reconstitution paléogéographique du Briançonnais au Mésozoïque. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, 4, 693-701.
- MICHARD A. & STURANI C. (1964). - La zone piémontaise dans les Alpes cottiennes du Cuneese : nouveaux résultats et nouvelles questions. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 382.
- MICHARD A., BOUDIER F. & GOFFE B. (1991). - Obduction versus Subduction and Collision in the Oman case and other Tethyan settings. - *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, 447-467, Tj. Peters et al. éd.
- MICHARD A., GOFFE B., CHALOUAN A. & SADDIQI O. (1991). - Les corrélations entre les Chaînes bético-rifaines et les Alpes et leurs conséquences. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **162**, 1151-1160.
- MICHARD A., HENRY C. & CHOPIN C. (1991). - Exhumation of the coesite-bearing unit, southern Dora-Maira, Western Alps, - *Terra abstracts*, **3**, p. 219.
- MICHARD A., JUTEAU T. & WHITECHURCH H. (1985). - L'obduction : revue des modèles et confrontation au cas de l'Oman. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), I, 2, 189-198.
- MICHARD A., CHOPIN C. & HENRY C. (1993). - Compression versus extension in the exhumation of the Dora-Maira coesite-bearing unit, Western Alps, Italy. - *Tectonophysics*, **221**, 173-193.
- MICHARD A., FEINBERG, H., EL-AZZAB D., BOUYBAOUENE M. & SADDIQI O. (1992). - A serpentinite ridge in a collisional paleomargin setting : the Beni Malek massif, External Rif, Morocco. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**, 435-442.
- MICHEL R. (1949). - Micaschistes albitisés dans les Schistes lustrés de la Haute-Maurienne. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **228**, 1875-1876.
- MICHEL R. (1952). - Résultats de l'étude pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo. Alpes franco-italiennes. - *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, **XXX**, 149-165.

- MICHEL R. (1953). - Les schistes cristallins des Massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). - Thèse Faculté des Sciences Clermont. *Sciences de la Terre*, Nancy, 1, 3-4, 287 p.
- MICHEL R. (1955). - Note préliminaire sur les schistes cristallins du Massif de Dora Maira (Alpes piémontaises). - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 99-101.
- MICHEL R. (1957). - Etude pétrographique des schistes cristallins de la feuille de Moûtiers à 1/50 000. - *Bull. Serv. C. Géol. Fr.*, 252, B, LIV, 17-30.
- MICHEL R. & NICOLAS A. (1961). - Textures et débits en coussins (pillow-lavas) dans les prasinites de la Stura di Viù (Alpes piémontaises). - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, (8), 227-228.
- MILETTO M. & POLINO R. (1992). - A gravity model of the crust beneath the Tertiary Piemonte basin (northwestern Italy). - *Tectonophysics*, 212, 243-256.
- MILLER C. (1977). - Mineral parageneses recording the P,T history of alpine eclogites in the Tauern Window, Austria. - *N. Jb. Miner. Mh.*, 130, 1/2, 69-77.
- MILLER C. (1986). - Alpine high-pressure metamorphism in the Eastern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 66, 139-144.
- MILNES A.G., GRELLER M. & MULLER R. (1981). - Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon-Pennine Alps. - *J. Struct. Geol.*, 3, 4, 411-420.
- MINISTÈRE DE L'ECONOMIE, DIRECTION RÉGIONALE DE L'INSEE DE LYON. (1980). - *Savoie, Inventaire communal 1979-1980*, Fascicule « Cartes », 47 p., INSEE, Lyon.
- MINNIGH L.D. (1979). - Structural analysis of sheath-folds in a meta-chert from the western Italian Alps. - *J. Struct. Geol.*, 1, 4, 275-282.
- MINNIGH L.D. (1979). - Petrological and structural investigations of the Sparone area in the Orco valley (Southern Sesia-Lanzo border zone, western Italian Alps). - Thèse P.H.D., Université de Leiden, Pays-Bas, inédite.
- MOINE B. & DE LA ROCHE H. (1968). - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 267, 2084-2087.
- MONTECHI S., TREVES B. & MARRI C. (1984). - Osservazioni sull'età delle Arenarie del Gottero. Dati del nannoplancton calcareo. - *Ofioliti*, 9, 1, 93-96.
- MONIE P. (1984). - Etude par la méthode Ar39-Ar40, de la redistribution de l'Argon dans les minéraux des socles anciens repris par l'orogénèse alpine. Application à la géochronologie des massifs de l'Argentera-Mercantour, du Mont Rose et de la Grande Kabylie. - Thèse doctorat 3^{ème} cycle, U.S.T.L. Montpellier, 206 p.
- MONIE P. (1985). - La méthode 39Ar-40Ar appliquée au métamorphisme alpin dans le massif du Mont Rose (Alpes Occidentales). Chronologie détaillée depuis 110 Ma. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 78, 3, 487-516.
- MONIE P. (1990). - Preservation of Hercynian 40Ar/39Ar ages through high-pressure low temperature alpine metamorphism in the western Alps. - *Eur. J. Mineral.*, 2, 343-361.
- MONIE P. & CHOPIN C. (1991). - 40Ar-39Ar dating in a coesite-bearing and related units, Dora Maira massif, western Alps. - *Eur. J. Mineral.*, 3, 239-262.
- MONOD O. (1990). - Tethys. - *Encyclopaedia Universalis*, 364-369.
- MONT-CENIS - MONCENISIO (1978). - *Les Amis du Mont-Cenis*, revue, 23p.
- MONTIGNY R., AZAMBRE B., ROSSY M. & THUIZAT R. (1986). - K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees : age and length of the rotation of the Iberian Peninsula. - *Tectonophysics*, 129, 257-273.
- MONVISO GROUP. (1980). - The Monviso ophiolite complexe. Ophiolites, - *Proc. Int. Ophiolites symposium*, Cyprus, A. Panayiotou éd., 332-340.
- MORET L. (1925). - Enquête critique sur les ressources minérales de la province de Savoie, précédée d'une esquisse géologique. - *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, XIV, 1, 1-201.
- MORET L. (1927). - Notice explicative d'une carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes à l'échelle du 200.000ème. - *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, 15, 1-37.
- MORET L. (1929). - Sur la géologie des environs de Saint Michel de Maurienne. - *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 33, 176.
- MORET L. (1947). - Un problème de la Vanoise (Savoie) : le charriage de la Vanoise septentrionale (Mont Pourri - Bellecôte - Grand Bec et ses conséquences). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 948-950.
- MORET L. (1962). - *Précis de Géologie*, Masson éd., Paris.
- MORET L. & BLANCHET F. (1925). - Contribution à l'étude du Crétacé intraalpin (Alpes occidentales) : le problème des « Marbres en plaquettes ». - *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, XIV, 1, 203-211.
- MORIMOTO N. *et al.* (1988). - Nomenclature of Pyroxenes. - *Mineralogy and Petrology*, 39, 55-76.
- MORTARA G. & TROPEANO D. (1978). - Eventi di piena nei bacini dei rii Gerardo e Perilleux in Val di Susa. - *Bollettino della Associazione Mineraria Subalpina*, Anno XV, 2, 303-323.
- MORTILLET G. (DE) (1858). - Géologie et minéralogie de la Savoie. *Annales de la Chambre Royale d'Agriculture et de Commerce de la Savoie*, IV, Chambéry.
- MOSAR J. (1991). - Géologie structurale dans les Préalpes médianes (Suisse). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 84/3, 689-726.
- MOUSSAT E., REHAULT J.P. & FABBRI A. (1986). - Rifting et évolution tectono-sédimentaire du bassin tyrrhénien au cours du Néogène et du Quaternaire. - *Giornale di Geologia*, 3a, 48, 1/2, 41-62.
- MUGNIER J.L., LOUBAT H. & CANNIC S. (1993). - Correlation of seismic images and geology at the boundary between internal and external domains of the western Alps. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 164, 5, 697-708.
- MUGNIER J.L., GUELLEC S., MENARD G., ROURE F., TARDY M. & VIALON P. (1990). - A crustal-scale balanced cross-section through the external Alps deduced from the Ecors profile. - *Mém. Soc. géol. Fr.*, 156, 203-216.
- MULLER W.H. (1982). - Zur entstehung der Rauhwacke. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 75/3, 481-494.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1977). - Turbidites of the Northern Apennines : introduction to facies analysis. - *Internat. Geology Rev.*, 20, 2, 125-166.
- NANNY P. (1948). - Zur geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. - Thèse, Univ. Zürich, 128 p.
- NAYLOR M.A. (1982). - The Casanova Complex of the Northern Apennines : a melange formed on a distal passive continental margin. - *J. Struct. Geol.*, 4, 1, 1-18.
- NICOLAS A. (1966). - 1. Le complexe Ophiolites-Schistes Lustrés entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Tectonique et métamorphisme. 2. Etude pétrochimique des Roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). - Thèse, Faculté des Sciences Grenoble. 300 p.
- NICOLAS A. (1966). - Interprétation des ophiolites piémontaises entre le Grand Paradis et la Dora Maira. Conséquences paléogéographiques et structurales. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 46, 1, 25-41.
- NICOLAS A. (1967). - Géologie des Alpes piémontaises entre Dora Maira et Grand Paradis. - *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, 43, 139-167.
- NICOLAS A. (1968). - Relations structurales entre le massif ultrabasique de Lanzo, ses satellites et la zone de Sesia Lanzo. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 48, 1, 145-157.
- NICOLAS A. (1969). - Tectonique et métamorphisme dans les Stura di Lanzo (Alpes piémontaises). - *Bull. suisse Minéral. Petro.*, 49/2, 360-377.
- NICOLAS A. (1969). - Une vue unitaire concernant l'origine des massifs ultrabasiques des Alpes occidentales internes. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 269, 1831-1834.

- NICOLAS A. (1974). - Mise en place des péridotites de Lanzo (Alpes piémontaises). Relations avec tectonique et métamorphisme alpins. Conséquences géodynamiques. - *Livre jubilaire, Soc. Suisse Min. Petr.*, **54**, 449-460.
- NICOLAS A. (1984). - Principes de tectonique. 196 p., Masson éd., Paris.
- NICOLAS A. & BOUDIER F. (1985). - The harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environment. - *Terra Cognita*, **5**, 183.
- NICOLAS A. & JACKSON E.D. (1972). - Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée : implications géotectoniques. - *Bull. Suisse Min. Petr.*, **52/3**, 479-495.
- NICOLAS A. & VIALON P. (1980). - Les mécanismes de déformation ductile dans les roches. Livre jubilaire, Société géologique de France, 1930-1980. - *Mém. h. s. Soc. géol. Fr.*, **10**, 127-139.
- NICOLAS A., BOUCHEZ J.L. & BOUDIER F. (1972). - Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de Lherzolite de Lanzo (Alpes piémontaises) ; Comparaison avec d'autres massifs. - *Tectonophysics*, **14**, 143-171.
- NIEMEYER H. (1979). - Contribution à l'étude géologique de la Haute vallée de Tarentaise entre les massifs de Vanoise et du Grand Paradis. - Thèse 3^{ème} cycle, Paris VI.
- NIGGLI E. *et al.* (1978). - Metamorphic map of the Alps 1/1 000 000 (and legend). - Commission for the Geological Map of the World, Leiden. Unesco, Paris.
- NISIO P., LARDEAUX J.M. & BERTRAND H. (1986). - Témoins chimiques et minéralogiques du métamorphisme océanique dans la croûte océanique subductée : exemple des éclogites du Monviso (Alpes italiennes). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **303**, II, 12, 1111-1116.
- NISIO P., LARDEAUX J.M. & BOUDEULLE M. (1987). - Evolutions tectono-métamorphiques contrastées des éclogites dans le massif du Viso ; conséquences de la fragmentation de la croûte océanique lors de l'orogénèse alpine. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **304**, II, 8, 335-360.
- NOVARESE V. (1894). - Relazione sul rilevamento eseguita nelle Alpi Occidentali (valli dell'Orco e della Soana) nella campagna del 1893. - *Boll. R. Comitato Geol. It.*, III, V, 215-230.
- NOVARESE V. (1894). - Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi Occidentali. - *Boll. R. Comitato Geol. It.*, **26**, 164-181.
- NOVARESE V. (1929). - La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. - *Mem. descrittive carta geologica d'Italia*, **XXII**, 65-212.
- NOVO M., ACCOTTO S., NERVO R. & POGNANTE U. (1989). - Jadeite-Quartz bearing metatrandhjemites from the Mt Nero ophiolitic eclogites, Champorcher Valley (North-Western Alps). - *Ophioliti*, **14**, 1/2, 57-62.
- OBERHAENSLI R., HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI G. (1983). - The Mucrone eclogites : indicators of crustal thickening. - *Terra Cognita*, **3**, 188.
- ODIN G.S. (1994). - Geological Time scale. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **318**, II, 59-71.
- OHNNENSTETTER D. ET OHNNENSTETTER-CROCHEMORE M. (1975). - Le puzzle ophiolitique corse. Un bel exemple de paléo-dorsale océanique. - Thèse 3^{ème} cycle, Nancy, 418 p.
- OHNNENSTETTER D. & OHNNENSTETTER M. (1976). - Modèle de fonctionnement d'une ride médio-océanique à partir de l'étude pétrologique des ophiolites corses. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XVIII**, 4, 889-894.
- OHNNENSTETTER D. ET OHNNENSTETTER M. (1978). - L'ensemble effusif et hypabyssal des ophiolites corses. - *Sciences de la Terre*, **XXII**, 3, 201-242.
- OHNNENSTETTER D. ET OHNNENSTETTER M., VIDAL Ph., CORNICHE J., HERMITT D. *et al.* (1981). - Crystallization and age of zircon from Corsican ophiolitic albitites : consequences for oceanic expansion in Jurassic times. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **54**, 397-408.
- OHNNENSTETTER D. ET OHNNENSTETTER M. & ROCCI G. (1975). - Tholeiitic cumulates in a high pressure metamorphic belt. - *Pétrologie*, **I**, 4, 291-317.
- OHNNENSTETTER D. ET OHNNENSTETTER M. & ROCCI G. (1976). - Etude des métamorphismes successifs des cumalats ophiolitiques de Corse. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XVIII**, 1, 115-134.
- OHNNENSTETTER M. (1979). - La série ophiolitifère de Rospigliani (Corse) est-elle un témoin des phénomènes tectoniques, sédimentaires et magmatiques liés au fonctionnement des zones transformantes ? - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **D**, **289**, 16, 1199-1202.
- OHNNENSTETTER M. (1980). - Sur la signification des sutures ophiolitiques en fonction de leurs caractères structuraux. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **291**, D, 741-744.
- OHNNENSTETTER M. (1982). - Importance de la nature et du rôle des discontinuités au sein des ophiolites lors du développement d'un orogène. - Thèse doctorat es Sciences, Nancy I, 581 p.
- OHNNENSTETTER M. (1983). - Les processus d'ouverture des bassins ophiolitiques : le rôle des décrochements. - *Ann. Soc. géol. Nord*, **CHII**, 115-132.
- OHNNENSTETTER M. & ROSSI P. (1985). - Reconstitution d'une paléochambre magmatique exceptionnelle dans le complexe basique-ultrabasique du Tenda, Corse hercynienne. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **300**, II, 17, 853-858.
- OLIVET J.L., BONNIN J., BEUZART P. & AUZENDE J.M. (1982). - Cinématique des plaques et paléogéographie : une revue. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XXIV**, 5-6, 875-892.
- OULIANOFF N. (1937). - Superposition des tectoniques successives. - *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.*, **59**, 243, 429-436.
- OXBURGH E.R. (1972). - Flake tectonics and continental collision. - *Nature*, **239**, 202-209.
- PANGAUD C., LAMEYRE J. & MICHEL R. (1957). - Age absolu des migmatites du Massif du Grand Paradis (Alpes franco-italiennes). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **245**, 1, 331-333.
- PANTIC N. & FELBER P. (1983). - Palynomorphen aus den zoophycoschisten (subfurcatum-zone oberes Bajocian) der zentral-schweizer klippen-Decke. - *Eclogae geol. helv.*, Bâle, **76/2**, 333-353.
- PANTIC N. & GANSSER A. (1977). - Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **70/1**, 59-81.
- PANTIC N. & ISLER A. (1978). - Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (II). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **71/3**, 447-465.
- PANTIC N. & ISLER A. (1981). - Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (III). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **74/3**.
- PAQUETTE J.L., CHOPIN C. & PEUCAT J.J. (1989). - U-Pb zircon, Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of high-to very high-pressure meta-acidic rocks from the western Alps. - *Contrib. Miner. Petrol.*, **101**, 280-289.
- PARONA C.F. (1892). - Sugli scisti silicei a radiolarie di Cesana presso il Monginevro. - *Atti R. Accad. Sci. Torino*, **27**, 305-319.
- PASSCHIER C.W., URAI J.L., VAN LOON J. & WILLIAMS P.F. (1981). - Structural geology of the central Sesia Lanzo Zone. - *Geologie en Mijnbouw*, **60**, 497-507.
- PASSCHIER C.W., MYERS J.S. & KRONER A. (1990). - Field geology of high-grade gneiss terrains, Springer-Verlag éd., 150 p.
- PASSERINI P. (1962). - Giacitura delle ofioliti tra il M. Aiona e Rovegno (Appennino ligure). - *Boll. Soc. geol. It.*, **81/2**, 139-146.
- PASSERINI P. (1965). - Rapporti fra le ofioliti e le formazioni sedimentarie fra Piacenza e il Mare Tirreno. - *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **LXXXIV**, 5, 93-176.
- PASSERINI P. (1984). - Speculations on compressional tectonics in ophiolites and oceanic ridges. - *Ophioliti*, **9**, 3, 707-710.
- PATRIAT P., SEGOUFIN J., SCHLICH R., GOSLIN J., AUZENDE J.M., BEUZART P. & BONNIN J. (1982). - Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XXIV**, 2, 363-373.

- PAVLIS T.L. & BRUHN R.L. (1983). - Deep-seated flow as a mechanism for the uplift of broad forearc ridges and its role in the exposure of high P/T metamorphic terranes. - *Tectonics*, **2**, 473-497.
- PEARCE J.A. (1982). - Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. - *Andesites*, 525-54, R.S. Thorpe, John Wiley & Sons éd.,
- PEQUIGNOT G., LARDEAUX J.M. & CARON J.M. (1984). - Recristallisation d'éclogites de basse température dans les metabasites corses. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **299**, II, 13, 871-874.
- PEQUIGNOT G., POTDEVIN J.L., CARON J.M. & OHNENSTETTER M. (1984). - Détritisme ophiolitique dans les Schistes lustrés corses et paléogéographie du domaine piémontais. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXVI, 5, 913-920.
- PEREZ-POSTIGO L.V. (1985). - Contribution à l'étude géologique du subbriançonnais entre Arc et Isère. Les massifs du Perron des Encombres et de la Grande Moendaz. Alpes Occidentales, Savoie, France. - Thèse 3^{ème} cycle, Univ. de Savoie, 129 p.
- PEROTTO A., SALINO C., POGNANTE U., GENOVESE G. & GOSSO G. (1983). - Assetto geologico-strutturale della Falda piemontese nel settore dell'Alta Valle di Viù (Alpi occidentali). - *Mem. Soc. Geol. It.*, **26**, 479-483.
- PERRIER G. & THOUVENOT F. (1983). - Evidence sismique d'un chevauchement crustal dans les Alpes occidentales. - *A. T. P. Géodynamique 1*, (II, 27), Colloque final, Nice Sophia-Antipolis 14-16 février 1983.
- PERRODON A. (1983). - Géodynamique des bassins sédimentaires et systèmes pétroliers. - *Bull. Centres Rech. Explor. Prod.*, Elf-Aquitaine, **7**, 2, 645-676.
- PETITEVILLE P. & RIVOIRARD R. (1962). - Structure de la couverture parautochtone du massif d'Ambin sur la bordure française du massif. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, (7), 212-214.
- PIFFNER A.O. (1985). - Displacements along thrust faults. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **78**, 2, 313-333.
- PHILIP J. (1985). - Sur les relations des marges téthysiennes au Campanien et au Maastrichtien déduites de la distribution des Rudistes. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), I, 5, 723-731.
- PHILIPPOT P. (1988). - Déformation et éclogitisation progressives d'une croûte océanique subductée : le Monviso, Alpes occidentales. Contraintes cinématiques durant la collision alpine. Thèse d'Université. - *Documents et Travaux du Centre Géologique et Géophysique de Montpellier*, 19.
- PHILIPPOT P. (1990). - Opposite vergence of nappes and crustal extension in the french-italian western Alps. - *Tectonics*, **4**, 5, 1143-1164.
- PHILIPPOT P. & CABY R. (1986). - Des éclogites à la rétro-morphose : aspects cinématiques. Exemple du Mont Viso (Alpes occidentales). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **303**, II, 10, 957-962.
- PHILIPPOT P. (1992). - The importance of small-scale shear band development in accommodating regional extension in the Western Alps (Europe). 29^{ème} Congrès géologique international, Kyoto, 1992. - *Géochronique*, **42**, 85.
- PICCARDO G.B. (1985). - Le ofioliti metamorfiche del Gruppo di Voltri (Alpes Liguri) : caratteri primari ed interpretazione geodinamica. - *Ofioliti*, **10**, 1, 91-92.
- PICCARDO G.B., RAMPONE E. & SCAMBELLURI M. (1988). - The alpine evolution of the Erro-Tobbio peridotites (Voltri massif, Ligurian Alps) : some field and petrographic constraints. - *Ofioliti*, **13**, 2/3, 169-174.
- PICCARDO G.B., RAMPONE E. & VANNUCCI R. (1990). - Upper mantle evolution during continental rifting and ocean formation : evidences from peridotite bodies of the western alpine-northern apennine system. - *Ofioliti*, **15/2**, 343-344.
- PICHOCKI C., DEVILLE E. & HOFFERT M. (1986). - Mise en évidence d'encroûtements Mn-Fe dans les Schistes lustrés de la Klippe de la Sana (Vanoise orientale). 11^{ème} R. S. T. Clermont-Ferrand, p. 148, Soc. géol. Fr., éd.
- PIN C. (1986). - Datation U-Pb sur zircons à 285 M.a. du complexe gabbro-dioritique du Val Sesia - Val Mastallone et âge tard-hercynien du métamorphisme granulitique de la zone Ivrea-Verbano (Italie). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **303**, II, 9, 827-830.
- PIN C. & VIELZEUF D. (1983). - Granulites and related rocks in Variscan Median Europe : a dualistic interpretation. - *Tectonophysics*, **93**, 47-74.
- PLATT J.P. (1984). - Secondary cleavages in ductile shear zones. - *J. Struct. Geol.*, **6**, 4, 439-442.
- PLATT J.P. (1984). - Balanced cross-sections and their implications for the deep structure of the northwest Alps : discussion. - *J. Struct. Geol.*, **6**, 5, 603-606.
- PLATT J.P. (1986). - Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. - *Geol. Soc. America Bull.*, **97**, 1037-1053.
- PLATT J.P. (1987). - A dynamic model of the Pre-collisional alpine wedge. - *Terra Cognita*, **7**, 2-3, 85.
- PLATT J.P. (1993). - Exhumation of high-pressure rocks : a review of concepts and processes. - *Terra Nova*, **5**, 119-133.
- PLATT J.P. & LISTER G.S. (1978). - Déformation métamorphisme et mécanismes d'écoulement dans le massif de la Vanoise. Alpes penniques françaises. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **287**, 895-898.
- PLATT J.P. & LISTER G.S. (1985). - Structural evolution of a nappe complexe, southern Vanoise massif, French Penninic Alps. - *J. Struct. Geol.*, **7**, 2, 145-160.
- PLATT J.P. & VISSERS R.L.M. (1980). - Extensional structures in anisotropic rocks. - *J. Struct. Geol.*, **2/4**, 397-410.
- POGNANTE U. (1979). - The Orsiera-Rocciavre metaophiolitic complex (Italian western Alps). - *Ofioliti*, **4**, 2, 183-198.
- POGNANTE U. (1980). - Preliminary data on the piemonte ophiolite nappe in the lower Val Susa - Val Chisone area, Italian Western Alps. - *Ofioliti*, **5**, 2/3, 221-240.
- POGNANTE U. (1982). - Coronitic reactions and ductile shear zones in eclogitic ophiolite metagabbros, Western Italian Alps. - *Terra Cognita*, **1**, « Eclogites », p. 308.
- POGNANTE U. (1983). - Eclogitic versus blueschist evolution in the internal western alps. - *Terra Cognita*, **3**, 189.
- POGNANTE U. (1983). - Les intercalations gneissiques dans une unité des « Schistes lustrés » de la vallée de Suse (Alpes occidentales) : témoins d'une marge continentale subductée ? - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **296**, II, 379-382.
- POGNANTE U. (1984). - Eclogitic versus blueschist metamorphism in the internal western alps along the Susa Valley traverse. - *Sci. Geol. Bull.*, Strasbourg, **37**, 1, 29-36.
- POGNANTE U. (1985). - Coronitic reactions and Ductile shear zones in eclogitised ophiolite metagabbro, western Alps, North Italy. - *Chemical Geology*, **50**, 99-109.
- POGNANTE U. (1989). - Early Alpine eclogitisation in talc/chloritoid-bearing Mg-metagabbros and in jadeite-Fe-omphacite-bearing meta trondhjemites from the ophiolites of the Western Alps. - *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, **43/3**, 687-704.
- POGNANTE U. (1989). - Lawsonite, blueschist and eclogite formation in the southern Sesia zone (Western Alps, Italy). - *Eur. J. Mineral.*, **1**, 89-104.
- POGNANTE U. (1989). - Tectonic implications of Lawsonite formation in the Sesia zone (Western Alps). - *Tectonophysics*, **162**, 219-227.
- POGNANTE U. (1991). - Petrological constraints on the eclogite-and blueschist-facies metamorphism and P-T-t paths in the western Alps. - *J. Metamorphic Geol.*, **9/1**, 5-19.
- POGNANTE U. & KIENAST JR. (1987). - Blueschist and eclogite transformations in Fe-Ti gabbros : a case from the Western Alps Ophiolites. - *J. Petrology*, **28/2**, 271-292.
- POGNANTE U. & PICCARDO G.B. (1984). - Petrogenesi delle ofioliti delle Alpi occidentali. - *Mem. Soc. Geol. It.*, **29**, 79-92.
- POGNANTE U. & SANDRONE R. (1989). - Eclogites in the Northern Dora Maira Nappe (Western Alps, Italy). - *Mineralogy and Petrology*, **40**, 57-71.

- POGNANTE U. & TOSCANI L. (1985). - Geochemistry of basaltic and gabbroic metaophiolites from the Susa Valley, Italian Western Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **65**, 265-277.
- POGNANTE U., COMPAGNONI R. & GOSSO G. (1980). - Micro-mesostructural relationships in the continental eclogitic rocks of the Sesia-Lanzo zone (Italian western Alps) : a record of a subduction cycle. - *Rendi. Soc. It. Mineral. Petrol.*, **36**, 1, 169-186.
- POGNANTE U., ROSLI U., & TOSCANI L. (1985). - Petrology of ultramafic and mafic rocks from the Lanzo peridotite body (Western Alps). - *Lithos*, **18**, 201-214.
- POGNANTE U., TALARICO F. & BENNA P. (1988). - Incomplete blueschist re-crystallization in high-grade metamorphics from the Sesia-Lanzo unit (Vasrio-Sparone subunit, Western Alps) : a case history of metastability. - *Lithos*, **21**, 129-142.
- POGNANTE U., LOMBARDO B. & VENTURELLI G. (1983). - Petrology and geochemistry of Fe-Ti gabbros and plagiogranites from the western Alps ophiolites. - *Ophioliti*, **8**, 1, 191.
- POGNANTE U., CASTELLI D., BOGLIOTTI C. & CALLEGARI E. (1984). - Caratteri petrografici e petrochimici di alcuni metagabbri ed ortogneiss aplitici tardo-paleozoici del massiccio d'Ambin, Zona Brianzone interna (Alpi Occidentali). - *Rendi. Soc. It. Mineral. Petrol.*, **39**, 275-280.
- POGNANTE U., PEROTTO A., SALINO C. & TOSCANI L. (1986). - The ophiolitic peridotites of the western Alps : record of the evolution of a small oceanic type basin in the Mesozoic Tethys. - *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, **35**, 47-65.
- POGNANTE U., TALARICO F., RASTELLI N. & FERRATI N. (1987). - High pressure metamorphism in the nappes of the Valle dell'Orco traverse (Western Alps collisional belt). - *J. Metamorphic Geol.*, **5**, 397-414.
- POLINO R. (1983). - Sedimentary breccias in oceanic units of the Susa valley (Cottian alps). - *Ophioliti*, supplemento, **8**, 51.
- POLINO R. (1984). - Les séries océaniques du haut val de Suse (Alpes cottiennes) : analyse des couvertures sédimentaires. - *Ophioliti*, **9**, 3, 547-554.
- POLINO R. & DAL PIAZ G.V. (1978). - Geologia dell'alta Val d'Isère e del Bacino del lago Serru (Alpi Graie). - *Memorie di Scienze Geologiche*, **XXXII**, 19 p.
- POLINO R. & LEMOINE M. (1984). - Détritisme mixte d'origine continentale et océanique dans les sédiments jurassico-crétacés supra-ophiolitiques de la Tethys Ligure : la série du Lago Nero (Alpes occidentales franco-italiennes). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **298**, II, 8, 359-364.
- POLINO R., DAL PIAZ G.V. & GOSSO G. (1991). - Tectonic erosion at the Adria Margin and accretionary processes for the cretaceous orogeny of the Alps. - *Terra abstracts*, **3**, 220.
- POLINO R., RUFFINI R. & RICCI B. (1991). - Le molasse terziarie della collina di Torino : relazioni con la cinematica alpina. - *Atti Ticinesi Scienze Terra*, **34**, 85-95.
- POLVE M., LOUBET M., DUPRE B. & ALLEGRE C.J. (1983). - Les lherzolites orogéniques témoins de la convection mantellique. - *A. T. P. Géodynamique 1*, I, 20. Colloque final, Nice Sophia-Antipolis, 14-16 février 1983.
- POMEROL C. (1988). - Limites évènementielles ou limites conventionnelles en stratigraphie ? - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **IV**, 2, 357-360.
- PORTIS A. (1889). - Nuove località fossilifere in Val di Susa. - *Boll. R. Comitato Geol. It.*, II, **X**, 5-6, 141-183.
- POUIT G. (1988). - Les minéralisations sous-marines actuelles et récentes, à sulfures et/ou manganèse : données bibliographiques nouvelles pour les océans Pacifique et Atlantique. - *Chron. rech. Min.*, **490**, 17-24.
- POUIT G. (1989). - Gisements de manganèse hydrothermaux sous-marines proximaux et distaux par rapport au volcanisme. - *Chron. rech. Min.*, **494**, 3-10.
- POUPEAU G. (1979). - Les datations par traces de fission de l'uranium. Principes et applications aux problèmes du Quaternaire. - *Bull. Ass. Fr. Etude Quat.*, **1/2**, 15-26.
- POUPINET G. (1976). - Sur l'existence d'un manteau à très faible vitesse sous les Alpes occidentales et ses implications tectoniques. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7**, **XVIII**, 5, 1073-1083.
- POUPINET G. (1977). - Relations entre le temps de parcours vertical des ondes sismiques et l'âge de la lithosphère continentale. - *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, **5**, 257-259.
- POWELL R. & HOLLAND T. (1990). - Calculated mineral equilibria in the pelite system, - *KFMASH* (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O). - *American Mineralogist*, **75**, 367-380.
- POWICHROWSKI L.K. (1989). - Trace fossils from the Helminthoid Flysch (Upper Cretaceous - Paleocene) of the Ligurian Alps (Italy) : development of deep marine ichnoassociations in fan and basin plain environments. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **82/2**, 385-411.
- PUIGDEFABREGAS C. & SOUQUET P. (1986). - Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. - *Tectonophysics*, **129**, 173-203.
- QUINQUIS H. (1980). - Schistes bleus et déformations progressive : l'exemple de l'île de Groix (massif armoricain). Thèse 3^{ème} cycle, Rennes, 145 p.
- QUINQUIS H. & CHOUCKROUNE P. (1981). - Les schistes bleus de l'île de Groix dans la chaîne hercynienne : implications cinématiques. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XXIII**, 4, 409-418.
- QUINQUIS H., AUDREN CL., BRUN J.P. & COBBOLD P.R. (1978). - Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. - *Nature*, **273**, 43-45.
- RADELLI L. & DESMONS J. (1987). - Pennique, Téthys et orogénèse crétacé moyen dans les Alpes. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **305**, II, 1375-1378.
- RADELLI L. & DESMONS J. (1988). - Cinématique des Alpes occidentales. - *Société des Auteurs*, 25.07.1988, 6p.
- RAGGI G. (1966). - Contributo alla conoscenza dell'Apennino ligure : (IV) Osservazioni sulla posizione delle ofioliti del massiccio del M. Penna (alta val de Taro) e considerazioni sui complessi di base dei flysch del M. Gottero e del M. Cario. - *Boll. Soc. Geol. It.*, **84/6**, 14-28.
- RAGUIN E. (1925). - Découverte d'une faune de foraminifères très probablement crétacée dans les calcaires hautement métamorphiques du Vallon du Pâquier, près de la Grande Motte (Savoie). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **181**, D, 726-728.
- RAGUIN E. (1925). - Nouvelles observations sur la région des Alpes françaises comprise entre Modane et Tignes. Bord de la Vanoise et des Schistes Lustrés. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **4**, **XXV**, 7-8, 703-727.
- RAGUIN E. (1929). - Le faisceau vermiculaire de Zermatt a-t-il son homologue dans la structure géologique de la Haute-Maurienne ? - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **189**, 858-860.
- RAGUIN E. (1929). - Subdivisions de la nappe des Schistes Lustrés en Haute-Maurienne. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **189**, 934-936.
- RAGUIN E. (1929). - Une excursion en Valais sous la conduite d'E. Argand. Travaux du Comité Français d'Histoire de la Géologie, (COFRHIGEO), 2ème série, II, 7, in - *Bulletin de Géologie*, Lausanne, **284**, 89-91.
- RAGUIN E. (1930). - Sulla struttura della «Nappe des Schistes lustrés» nell'alta Moriana (Francia). Studi geologici nelle alpi occidentali. - *Mem. Isti. Geol. R. Università di Padova*, **VII**, 56-65.
- RAGUIN E. (1930). - Haute-Maurienne et Haute-Tarentaise (Alpes de Savoie). - *Serv. carte géol. Fr.*, 108 p.
- RAGUIN E. & HERMANN F., 1932. - Carte géologique de la France à 1/50 000. Feuilles Petit Saint Bernard, Tignes et Lanslebourg (+ notices). Ministère de l'Industrie, Service des Mines.
- RAMBERG H. (1963). - Strain distribution and geometry of folds. - *Bull. Geol. Inst.*, Univ. Uppsala, **XLII** (4), 20 p.
- RAMPINO M.R. & CALDEIRA K. (1993). - Major episodes of geologic change : correlations, time structure and possible causes. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **114**, 215-227.

- RAMPNOUX J.P. (1988). - Tectogenèse du domaine pennique frontal de l'Arc à l'Isère, Alpes de Savoie. L'importance de la phase méso-alpine et réflexion sur les notions de zones et d'unités utilisées. - 12^{ème} R. S. T. Lille, Société géologique de France, éd., Paris.
- RAMPNOUX J.P., FUDRAL S. & ROBERT D. (1977). - Existe-t-il des ophiolites dans les Alpes septentrionales françaises ? Conséquences paléotectoniques. - *Congrès International de Grenoble, 31 mai-9 juin 1977. Associations basiques et ultrabasiques dans les zones orogéniques*, résumé, 1 p.
- RAMPNOUX N. (1987). - Contribution à l'étude géologique d'un secteur des zones alpines internes : du domaine Briançonnais à celui des Schistes lustrés (Grand Argentier et col du Fréjus), Savoie. - Rapport DEA, Université de Brest, 104 p., inédit.
- RAMSAY J.G. (1967). - Folding and fracturing of rocks. Mac Graw-Hill éd., New-York, 568 p.
- RAOULT J.F. (1980). - Caractère transgressif du Trias de Bellocôte en Vanoise : implications tectoniques (Alpes françaises). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **291**, D, 47-50.
- RAOULT J.F. (1980). - Interprétation nouvelle de la Vanoise (Zone Briançonnaise ; Alpes françaises). - *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, **22**, 4-5, 303-312.
- RAOULT J.F. (1986). - Le problème des microfaunes attribuées au Crétacé supérieur dans les Schistes lustrés piémontais (Alpes occidentales). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **303**, II, 18, 1679-1683.
- RAOULT J.F., LANGLET P. & BRAUDOUX B. (1984). - Présence en Vanoise méridionale d'une série de type Acceglio (Briançonnais, Alpes françaises). Implications structurales et paléogéographiques. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **298**, II, 12, 535-538.
- RAT P. (1984). - Nos échelles stratigraphiques sont entièrement événementielles. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XXVI**, 6, 1171-1175.
- RATSCHBACHER L. (1986). - Kinematics of austro-alpine cover nappes : changing translation path due to transpression. - *Tectonophysics*, **125**, 335-356.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W., LINZER H.G. & MERLE O. (1990). - Extensional destruction dynamics of an orogen : gravitational collapse, extrusion spreading and tectonic escape. - *Terra abstracts*, **9**, p. 3.
- RATSCHBACHER W.F., NEUBAUER F., SCHMID S.M. & NEUGEBAUER J. (1989). - Extension in compressional orogenic belts : the eastern Alps. - *Geology*, **17**, 404-407.
- REAL UFFICIO GEOLOGICO, ROMA. (1908). Carta geologica delle Alpi Occidentali alla scala di 1/400 000.
- REHAUT J.P. (1986). - Ocean drilling program. Mer Tyrrhénienne. Premiers résultats de la campagne 107. - *Géochronique*, **19**, 11-12.
- REINECKE T. (1991). - Very-high-pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas zone, Western Alps. - *Eur. J. Mineral.*, **3**, 7-17.
- REINHARDT B. (1966). - Geologie und Petrographie der Monte-Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen valle d'Ossola und Valle Loana. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **46**, 553-678.
- RICHARD P. & ALLEGRE C.J. (1980). - Neodymium and Strontium isotope study of ophiolite and orogenic Iherzolite petrogenesis. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **47**, 65-74.
- RICHARD P. & COBBOLD P. (1989). - Structures en fleur positives et décrochements crustaux : modélisation analogique et interprétation mécanique. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **308**, II, 553-560.
- RICHARD P., BALLARD J.F., COLLETTA B. & COBBOLD P. (1989). - Naissance et évolution de failles au-dessus d'un décrochement de socle : modélisation analogique et tomographie. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **309**, II, 2111-2118.
- RICHARD P., LOYO B. & COBBOLD P. (1989). - Formation simultanée de failles et de plis au-dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **309**, II, 1061-1066.
- RICOU L.E. (1977). - Réflexions sur la mise en place des Ophiolites des Alpes occidentales à la lumière de l'expérience orientale. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XIX**, 5, 1103-1107.
- RICOU L.E. (1979). - Conditions d'une concomitance et d'une interaction orogénèse-subduction. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **288**, 1131-1134.
- RICOU L.E. (1980). - La zone sub-briançonnaise des Alpes occidentales interprétée comme la trace d'un ample décrochement senestre sub-méridien. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **290**, D, 835-838.
- RICOU L.E. (1980). - Commentaires à la note « Stratigraphie des Schistes lustrés piémontais » de MM. M. Bourbon, J.M. Caron, M. Lemoine et D. Tricart (1979). - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **3**, 92-93.
- RICOU L.E. (1982). - Tectonique longitudinale dans les Alpes occidentales. - 9^{ème} R. A. S. T., Paris, p. 540.
- RICOU L.E. (1984). - Importance des déplacements longitudinaux dans les chaînes alpines téthysiennes (27^{ème} C.G.I. Moscou). - *Géochronique*, Résumé, **10**, p. 30.
- RICOU L.E. (1984). - Les Alpes occidentales : chaîne de décrochement. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XXVI**, 5, 861-874.
- RICOU L.E. & DAUTEUIL O. (1991). - La notion de décrochement dans l'interprétation du profil sismique ECORS-CROP Alpes. - *Ecolae geol. Helv.*, Bâle, **84/2**, 403-411.
- RICOU L.E. & MARCOUX J. (1980). - Organisation générale et rôle structural des radiolarites et ophiolites le long du système alpino-méditerranéen. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XXII**, 1, 1-14.
- RICOU L.E., BESSE J., MARCOUX J. & PATRIAT P. (1990). - Une reconstitution du Gondwana révisée à partir de données pluridisciplinaires. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **311**, II, 1, 463-469.
- RICOU L.E., PATRIAT P., MASCLÉ G., RANGIN C. & STEPHAN J.F. (1992). - Kinematic and palinspastic reconstructions of Tethys since 250 Ma. 29^{ème} Congrès géologique international, Kyoto, 1992. - *Géochronique*, **42**, 89.
- RICOU L.E., ZONENSHAIN L.P., DERCOURT J., KAZMIN V.G., LE PICHON X. & KNIPPER A.L. (1985). - Méthodes pour l'établissement de neuf cartes paléogéographiques de l'Atlantique au Pamir depuis le Lias. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **I**, 5, 625-635.
- RING U., RATSCHBACHER L., FRISCH W., DURR S. & BORCHERT S. (1990). - The internal structure of the Arosa Zone (Swiss-Austrian Alps). - *Geologische Rundschau*, **79/3**, 725-739.
- RINGENBACH J.C., PINET N., DELTEIL J. & STEPHAN J.F. (1992). - Analyse des structures engendrées en régime décrochant par le séisme de Nueva Ecija du 16 Juillet 1990, Luzon, Philippines. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **163**, 2, 109-123.
- ROBARDET M., BLAISE J., BOUYX E., GOUVERNNEC R., LARDEUX H. *et al.*, 1993. - Paléogéographie de l'Europe occidentale de l'Ordovicien au Dévonien. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, **164/5**, 683-695.
- ROBERT D. (1977). - Contribution à l'étude géologique de la Haute-Vallée de l'Arc. Région de Bonneval (Savoie). - Thèse doctorat 3^{ème} cycle, Univ. P. et M. Curie Paris, 181 p.
- ROBINSON P.T. & L'ÉQUIPE DU LEG ODP 118. (1989). - Les gabbros déformés et métamorphisés de la faille transformante Atlantis II (Sud-Ouest de l'Océan Indien). Résultats préliminaires du Leg ODP 118, site 735. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **308**, 215-220.
- ROCCI G. (1984). - L'évolution de la notion d'ophiolite au cours du temps. IIIrd annual meeting of the working group on the méderranéen ophiolites « Ophiolites through time ». - *Ophioliti*, supplemento, **9**, 60.
- ROCCI G., BAROZ F., BEBIEN J., DESMET A., LAPIERRE H., OHNENSTETTER D. *et al.* (1980). - The Méderranean ophiolites and their related Mesozoic volcano-sedimentary sequences. International Ophiolite Symposium. Proceedings. - *Ophiolites*, 273-286.
- ROCCI G., OHNENSTETTER D. & OHNENSTETTER M. (1975). - La dualité des ophiolites téthysiennes. - *Pétrologie*, **1**, 2, 172-174.

- ROCCI G., OHNENSTETTER D. & OHNENSTETTER M. (1976). - Le log ophiolitique corse. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XVIII, 5, 1229-1230.
- ROCH E. (1926). - Etude stratigraphique et tectonique des environs de Moûtiers (Savoie). - *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 160, XXIX, 181-210.
- ROCHE H. (DE LA). (1968). - Compartiment géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 267, 39-42.
- ROEDER D.H. (1973). - Subduction and orogeny. - *J. Geophys. Res.*, 78, 23, 5005-5024.
- ROURE F., POLINO R. & NICOLICH R. (1989). - Poinçonnement, rétrocharriages et chevauchements post-basculement dans les Alpes occidentales : évolution intracontinentale d'une chaîne de collision. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 309, II, 283-290.
- ROUX M., BOURSEAU JP., BAS T., DUMONT T., GRACIANSKY PC (DE), LEMOINE M. *et al.* (1988). - Bathymetric evolution of the Tethyan margin in the western Alps (data from stalked crinoids) : a reappraisal of eustatism problems during the jurassic. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, 4, 633-641.
- ROWAN M.G. (1990). - The upper cretaceous helminthoid flysch of the northern Apennines and Maritime Alps : correlation and provenance. - *Ophioliti*, 15/2, 305-326.
- RUBIE D. (1982). - A kinematic model for metamorphism and deformation in the Sesia-Lanzo zone, Western Alps. - *Terra Cognita* (2), « Eclogites », 308-309.
- RUBIE D., 1984.- A thermal-tectonic model for high-pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone Western Alps. - *J. Geol.*, 92, 21-36.
- RUDKIEWICZ J.L. (1988). - Structure et subsidence de la marge téthysienne entre Grenoble et Briançon au Lias et au Dogger. - Thèse de doctorat ENSMP, 130 p.
- RUDKIEWICZ J.L. (1988). - Quantitative subsidence and thermal structure of the European continental margin of the Tethys during early and middle jurassic times in the western Alps (Grenoble-Briançon transect). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, 4, 623-632.
- RUTLAND R.W.R. (1964). - Tectonic overpressures. Controls of Metamorphism, Oliver & Boyd, éd., Londres, 119-139.
- RUTTEN M.G. (1969). - The geology of Western Europe. Elsevier éd., Amsterdam, 520 p.
- SABY P., CHAPPELLE B., PIBOULE M. & TRICART P. (1988). - Preuves d'une origine continentale pour les granitoïdes remaniés au sein des Ophiolites au Pic Marcel (zone piémontaise des Alpes occidentales). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 307, II, 973.
- SACCHI R. (1977). - Gli « schisti di Rimella » tra Sesia e Toce : una re-interpretazione. - *Mem. Sci. Geologiche*, XXXII, 1977-1979, 22 p.
- SACCHI R., BORGHI A., BOTTO G., CADOPPI P., PORRO A., SANDRONE R. & COMPAGNONI R. (1983). - Osservazioni strutturali nel settore settentrionale del Massiccio Dora Maira (Alpi Cozie). - *Mem. Soc. Geol. It.*, 26, 485-487.
- SAGRI M. (1979). - Upper Cretaceous carbonate turbidites of the Alps and Apennines deposited below the calcite compensation level. - *J. Sedim. Petrology*, 49/1, 23-28.
- SALOT P. (1973). - Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 276, D, 3081.
- SALOT P. & VELDE B. (1982). - Phengite compositions and post-nappe high-pressure metamorphism in the Pennine zone of the French Alps. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 133-138.
- SALOT P., DAL PIAZ G.V., FREY M. & LA COLLABORATION DE GOSSO G., ET HUNZIKER J. (1980). - Métamorphisme de haute pression dans les Alpes franco-italo-suisse. - *Géologie Alpine*, Grenoble, 56, 203-235.
- SAMEC P., GRACIANSKY P.C (DE) & RUDKIEWICZ J.L. (1988). - Tectonique distensive et halocinèse d'âge jurassique : la zone subbriançonnaise en Maurienne (Savoie). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, 4, 659-667.
- SANDERSON D.J. & MARCHINI W.R.D. (1984) - Transpression. - *J. Struct. Geol.*, 6, 5, 449-458.
- SANDRONE R. & BORGHI A. (1992). - Zoned garnets in the northern Dora-Maira Massif and their contribution to a reconstruction of the regional metamorphic evolution. - *Eur. J. Mineral.*, 4, 465-474.
- SANDRONE R. & COMPAGNONI R. (1983). - P-T conditions for early-alpine eclogitic re-equilibration in the Lanzo peridotite and in the metaophiolites of « Valli di Lanzo » (internal piedmontese zone). - *Terra Cognita*, 3, p. 190.
- SANDRONE R., CORDOLA M., FONTAN D. & SACCHI R. (1986). - Pre-Variscan granitoids in the Dora Maira Massif (Cottian Alps). - *Atti Accademia Sci. Fisiche, Mathe., Nat.*, Torino, 20, 5-6, 11 p.
- SANDRONE R., SACCHI R., CORDOLA M., FONTAN D. & VILLA I.M. (1988). - Metadiorites in the Dora-Maira polymetamorphic basement (Cottian Alps). - *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, 43/1, 593-608.
- SANS M. & SABAT F. (1993). - Pliocene salt rollers and syn-kinematic sediments in the northeast sector of the Valencia Trough (western Méderranean). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 164/2, 189-198.
- SARTORI M. (1987). - Structure de la zone du Combin entre les Diablons et Zermatt (Valais). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 80/3, 789-814.
- SARTORI M. (1987). - Blocs basculés briançonnais en relation avec leur socle originel dans la nappe de Siviez-Mischabel (Valais, Suisse). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 305, II, 999-1005.
- SASSI F.P., & ZANFERRARI A. (1989). - Pre-variscan and variscan events in the alpine méderranean belts. Stratigraphic correlation forms. - *Rend. Soc. Geol. It.*, 12, 103-433.
- SAVOIE (1982). - Encyclopédies Régionales, C. Bonneton éd., 365 p.
- SCAILLET B. (1987). - Un exemple de détritisme ophiolitique : le complexe de Casanova du Domaine Ligure (Apennin septentrional, Italie). D.E.A. Université de Bretagne Occidentale. - *G. P. S. Océanologie et Géodynamique*, 1987, 55 p.
- SCAILLET B. (1987). - Evolution alpine du domaine océanique piémontais. Métamorphisme et tectonique des unités de schistes lustrés à la bordure Nord-Ouest du massif du Viso (Haut Queyras, Haut Val Pellice). - D.E.A. Université de Bretagne Occidentale "G. P. S. Océanologie et Géodynamique", 1986, 50 p.
- SCAILLET S. (1991). - Collision continentale et évolution isotopique des micas blancs de haute pression au cours de la rétro-morphose. Etude structurale et 40Ar-39Ar par sonde à laser continu de la partie médiane du massif Dora-Maira, Val Pellice, Alpes occidentales internes (Italie du Nord). - Thèse de l'Université de Nice-Sophia Antipolis, 124 p.
- SCAILLET S., FERAUD G., LAGABRIELLE Y., BALLEVRE M. & RUFFET G. (1990). - 40Ar/39Ar laser-probe dating by step heating and spot fusion phengites from the Dora-Maira nappe of the Western Alps, Italy. - *Geology*, 18, 741-744.
- SCAMBELLURI M., HOOGERDUIN E.H., PICCARDO G.B., VISSERS R.L.M. & RAMPONE. (1991). - Alpine olivine and titanian clinohumite bearing assemblages in the Erro Tobbio peridotite (Voltri massif, NW Italy). - *J. Metamorph. Geol.*, 9/1, 79-92.
- SCHAAD W. (1995). - Die Entstehung von Rauhwacken durch die Verkarstung von Gips. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 88/1, 59-90.
- SCHAAF A., POLINO R. & LAGABRIELLE Y. (1985). - Nouvelle découverte de Radiolaires d'âge Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur à la base d'une série supra-ophiolitique des Schistes lustrés piémontais (Massif de Traversiera, Haut Val Maira, Italie). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, II, 301, 1079-1084.
- SCHAEER J.P. (1991). - EMILE ARGAND, 1879-1940. - Life and portrait of an inspired geologist. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 84/3, 511-534.

- SCHAMEL S. & HUNZIKER J. (1977). - Eocene-Oligocene Blueschist facies metamorphism in Liguria, Italy and Alpine Corsica. G.S.A. Abstracts with programs. - *Annual meetings Seattle*, Washington, 9, 7, 1158-1159.
- SCHURING B., AHRENDT H., HUNZIKER J.C. & ZINGG A. (1974). - Palaeobotanical and Geochronological Evidence for the Alpine Age of the Metamorphism in the Sesia zone. - *Geol. Rundschau*, 61, 305-326.
- SCHMID S.M., ZINGG A. & HANDY M. (1987). - The Kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. - *Tectonophysics*, 135, 47-66.
- SCHNEEGANS D. (1933). - La subdivision de la Zone du Flysch au Sud de la Maurienne. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 197, p. 486.
- SCHNEEGANS D. (1935). - La nappe des Aiguilles d'Arves dans les environs de Moûtiers (Tarentaise). - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 245-246.
- SCHNEEGANS D. (1938). - La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye. - *Mém. Carte géol. Fr.*, 337 p.
- SCHOELLER H. (1924). - Observations en Tarentaise. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, C. R. Somm., (4), XXIV, 172-174.
- SCHOELLER H. (1927). - La nappe de l'Embrunais en Tarentaise au Nord de l'Isère et son prolongement en Italie et en Suisse (note préliminaire). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, XXVII, 77-88.
- SCHOELLER H. (1927). - La nappe de l'Embrunais et le bord externe de la nappe du Briançonnais (zone du Galibier) suivis de Fr en Suisse. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, CLXXXV, 1497.
- SCHOELLER H. (1928). - Caractères stratigraphiques de la nappe de l'Embrunais et du bord externe de la nappe du Briançonnais au Nord de la région du Pelvoux. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, CLXXXVI, 91.
- SCHOELLER H. (1928). - La zone du Petit Saint Bernard en France. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, C. R. Somm., (4), XXVIII, 5, 62-64.
- SCHOELLER H. (1928). - Deux questions au sujet des régions frontales des Pennines entre la France et le Valais. - *C. R. Soc. géol. Fr.*, 42-44.
- SCHOELLER H. (1929). - La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère avec quelques observations sur les régions voisines : bord externe de la nappe du Briançonnais, zone dauphinoise, lambeaux de recouvrement de Sulens (Feuille de Bourg-Saint-Maurice à 1/50 000). - *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XXXIII, 175, 422 p.
- SCHOELLER H. (1930). - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Bourg Saint Maurice (et notice). Ministère de l'Industrie, Service des Mines.
- SCHOELLER H. (1936). - A propos du Niélard en Tarentaise et de la Brèche du Télégraphe. - *C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 192.
- SCHOELLER H. (1936). - Note sur le front pennique en Tarentaise et en Maurienne. - *C. R. Soc. géol. Fr.*, 197-198.
- SCHOELLER H. (1940). - Le Nummulitique de la Zone des Aiguilles d'Arves au Nord de l'Isère. - *C. R. Soc. géol. Fr.*, 45-46.
- SCHOELLER H. (1947). - Sur la présence de Crétacé supérieur dans la zone des conglomérats de Tarentaise au Nord de l'Isère. - *C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 123-125.
- SCHOELLER H. & ROCH E. (1926). - La nappe de l'Embrunais entre l'Arc et l'Isère. - *Bull. Carte Géol. Fr.*, XXXI, 166, 8-12.
- SCHREURS G. (1993). - Structural analysis of the Schams nappes and adjacent tectonic units : implications for the orogenic evolution of the Penninic zone in eastern Switzerland. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 164/3, 415-435.
- SCHREYER W. (1985). - Metamorphism of crustal rocks at mantle depths : high-pressure minerals and mineral assemblages in metapelites. - *Fortschr. Mineral.*, 63, 227-261.
- SCHREYER W. (1988). - Experimental studies on metamorphism of crustal rocks under mantle pressures. - *Mineralogical Magazine*, March 1988, 52, 1-26.
- SCHREYER W. (1977). - Whiteschists : their compositions and pressure-temperature regimes based on an experimental field and petrographic evidence. - *Tectonophysics*, 43, 127-144.
- SCHREYER W., BALLER T. & CHOPIN C. (1985). - High-pressure synthesis of Ellenbergerite in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. E.U.G., Session V. - *Terra Cognita*, 5, 327.
- SCHREYER W., TILTON G.R. & SCHERTL H.P. (1990). - Toward a P-T-time path for the Pyrope-Coesite rocks of the Dora Maira massif, Western Alps. - *Terra abstracts*, 9, 32.
- SCHURCH M.F. (1987). - Les ophiolites de la zone du Versoyen : témoin d'un bassin à évolution métamorphique complexe. - Thèse Université de Genève, 153p.
- SCHURCH M.L., BERTRAND J., CHESSEX R. & LOUBAT H. (1987). - Présence de l'Omphacite dans la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes). Implications structurales. - *4^{ème} Réunion du Groupe Tectonique Suisse*, Genève, 5-6 décembre 1986, 1 p.
- SEIDEL E. (1983). - Fe-Mg carpholite - indicator of high P/low T metamorphism. - *Terra Cognita*, 3, p. 190.
- SELLAMI S., WAGNER J.J. & STECK A. (1993). - P-wave velocities of samples from the Penninic of the western Alps along NFP20-west seismic reflection profiles. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 164/3, 437-448.
- SELYERSTONE J. (1985). - Petrologic constraints on imbrication, metamorphism and uplift in the SW Tauern window, Eastern Alps. - *Tectonics*, 4/7, 687-704.
- SELYERSTONE J. (1988). - Evidence for east-west crustal extension in the eastern Alps : implications for the unroofing history of the Tauern window. - *Tectonics*, 7/1, 87-105.
- SELYERSTONE J. & HODGES K.V. (1987). - Unroofing history of the western Tauern window : evidence for west-directed removal of the Austroalpine nappe sequence. - *Terra Cognita*, Strasbourg, 7, p.89.
- SENECHAL G. (1991). - Les réflecteurs du Chevauchement pennique (Profil ECORS ALP 1) : une analyse critique des données vibrosismiques. - Thèse, Université Joseph Fourier, Grenoble
- SERRE A. (1983). - Evolution géodynamique d'un secteur de la paléomarge téthysienne dans les Alpes occidentales : les unités à flysch paléogène de la région de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie). Thèse doctorat 3^{ème} cycle, Universités de Bretagne Occidentale et de Savoie. - *Trav. Dép. Sci. Terre*, 1, Université de Savoie, 180 p.
- SERRE A., TOURY A., RAMPNOUX J.P., MARTINEZ-REYES J. & TARDY M. (1985). - Individualisation de deux unités à flysch nummulitique d'origines paléogéographiques différentes au sein de l'« Ecaille ultradauphinoise des Aiguilles d'Arves » (région de Saint Jean de Maurienne, Savoie). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 301, II, 9, 637-642.
- SERRI G., HEBERT R. & HEKINIAN R. (1985). - Chemistry of ultramafic tectonites and ultramafic to gabbroic cumulates from the major oceanic basins and the northern apennines ophiolites. - *Ophioliti*, 10, 1, 63-76.
- SHELTON J.W. (1984). - Listric normal faults : an illustrated summary. - *American Ass. Petrol. Geologists Bull.*, 68, 7, 801-815.
- SIBUET J.C. (1987). - Contribution à l'étude des mécanismes de formation des marges continentales passives. - Thèse de doctorat d'Etat, Univ. Bretagne Occidentale.
- SIDDANS A.W.B. (1982). - L'évolution tectonique d'une partie de la zone briançonnaise interne (Savoie). - *9^{ème} R. A. S. T.*, Paris, 579.
- SIDDANS A.W.B., 1984. - L'évolution tectonique d'une partie de la Vanoise : la zone Vanoise - Mont Pourri des environs de Val d'Isère. - *Géologie de la France*, 4, 3-39.
- SIDDANS A.W.B. & OUAZZANI M. (1984). - Deformation of the Mesozoic and Tertiary rocks of Gran Scala, Ambin massif, Western Alps. - *Sci. Geol. Bull.*, 37/1, 65-75.
- SIDDANS A.W.B. & OUAZZANI M. (1983). - Boudinage : exemple from Gran Scala, Ambin massif. - *Terra Cognita*, 3, 260.
- SKJERNAA L. (1989). - Tubular folds and sheath folds : definitions and conceptual models for their development with examples from the Grapesvare area northern sweden. - *J. Struct. Geol.*, 11, 6, 689-703.

- SMITH D.C. (1985). - The coesite-eclogite facies : from microtectures to megatectonics. Second Eclogite Conference Wien. - *Terra Cognita*, 5, 418.
- SODERO D. (1968). - Sull'età barremiana-aptiana delle formazioni basali del « Flysch » della zona delle Breccie di Tarantasia in valle d'Aosta. - *Boll. Soc. Geol. It.*, 87, 223-231.
- SOUQUET P., DEBROAS E.J., BOIRIE J.M., PONS P., FIXARI G., ROUX J.C. *et al.* (1985). - Le Groupe du Flysch noir (Albo-Cénomani) dans les Pyrénées. - *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 9, 1, 183-252.
- SOUQUET P., ESCHARD R. & LODS H. (1987). - Facies Sequences in large-volume-debris- and Turbidity-Flow Deposits from the Pyrenees (Cretaceous, France, Spain). - *Geo-Marine Letters*, 7, 83-90.
- SOUQUET P., PEYBERNES B. & COMBES P.J. (1990). - Corrélations séquentielles et modèles de séquences de dépôt dans l'Albien-Cénomani basal des Pyrénées franco-espagnoles. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 311, II, 1235-1241.
- SPALLA M.I., DE MARIA L., GOSSO G., MILETTO M. & POGNANTE U. (1983). - Deformazione e metamorfismo della zona Sesia-Lanzo meridionale al contatto con la falda piemontese e con il massiccio di Lanzo, Alpi occidentali. - *Mém. Soc. géol. It.*, 26, 499-514.
- SPALLA M.I., LARDEAUX J.M., DAL PIAZ G.V. & GOSSO G. (1991). - Métamorphisme et tectonique à la marge externe de la zone Sesia-Lanzo. - *Memorie Sci. Geologiche*, XLIII, 361-369.
- SQUINABOL S. (1912). - Radiolari della strada nazionale al Monginevro. - *Boll. R. Comit. geol. Ital.*, 43, 281-289.
- STAMPFLI G.M. (1992). - Exotic terrane of the Alps, the Briançonnais domain as an example. 29^{ème} Congrès géologique international, Kyoto, 1992. - *Géochronique*, 42, 92.
- STAMPFLI G.M. (1993). - Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes. *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 86/1, 1-45.
- STAMPFLI G. & MARCHANT R. (1995). - Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the Western Alps. Deep structure of Switzerland. - Results from NFP 20, Birkhäuser AG éd., Basel.
- STAMPFLI G.M. & MARTHALER M. (1990). - Divergent and convergent margins in the North-Western Alps, confrontation to actualistic models. - *Geodinamica Acta*, 3/4, 159-184.
- STECK A. (1980). - Deux directions principales de flux synmétamorphiques dans les Alpes Centrales. - *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.*, 358, 75, 141-149.
- STECK A. (1987). - Le massif du Simplon. Réflexions sur la cinématique des nappes de gneiss. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 67, 27-45.
- STECK A. (1990). - Une carte des zones de cisaillement ductile des Alpes Centrales. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 83/3, 603-627.
- STECK A., EPARD J.L., ESCHER A., MARCHAND R., MASSON H. & SPRING L. (1989). - Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales. - *Mémoire de Géologie*, Lausanne, 5, 8 p.
- STEINBERG M. & MPODOZIS M.C. (1978). - Caractérisation géochimique des radiolarites. Signification paléo-océanique. - 6^{ème} R. A. S. T. Orsay, p. 376.
- STEINBERG M., DESPRAIRES A., FOGELGESANG J.F., MARTIN A., CARON D. & BLANCHET R. (1977). - Radiolarites et sédiments hypersiliceux océaniques : une comparaison. - *Sédimentology*, 24, 547-563.
- STEINBERG M., FOGELGESANG J.F., COURTOIS C., MPODOZIS C., DESPRAIRES A. *et al.* (1977). - Détermination de l'origine des feldspaths et des phyllites présents dans des radiolarites mésogéennes et des sédiments hypersiliceux océaniques par l'analyse des terres rares. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, 4, 735-740.
- STEINMANN G. (1906). - Geologische Beachtungen in den Alpen. II: Die Schardt'sche Ubofaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tief seeabstände und der ophiolitischen Massengesteine. - *Ber Naturforsch. Ges. Freiburg*, 16, 18-67.
- STEINMANN G. (1927). - Die ophiolithischen zonen in den Méderranen Kettengeseigen. - *Compte-rendu, 14^{ème} Congr. Geol. Intern. Madrid*, 2, 1926, 637-668.
- STOCKHERT B. & HAMMERSCHMIDT K. (1990). - Alpine overprint in the « Seconda zona diorito-kinzigitica », Sesia zone, Western Alps. A K-Ar and 39Ar/40Ar study of white mica. - *Terra abstracts*, 9, p. 33.
- STOCKHERT B., JAGER E. & VOLL G. (1986). - K-Ar age determinations on phengites from the internal part of the Sesia zone, western alps, Italy. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 456-470.
- TALLONE S. (1988). - Osservazioni litostratigrafiche e strutturali nella copertura del Massiccio Dora Maira lungo il fianco sinistro della valle di Susa. - *Rend. Soc. Geol. It.*, 11, 171-174.
- TAPPONIER P. (1977). - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poïonnement et écrasement rigide-plastique. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, 437-460.
- TARDY M., DEVILLE E., FUDRAL S., GUELLEC S., MENARD G., THOUVENOT F. & VIALON P. (1990). - Interprétation structurale des données du profil de sismique profonde ECORS-CROP Alpes entre le front Pennique et la ligne du Canavese (Alpes occidentales). - *Mém. Soc. géol. Fr.*, 156, 217-226.
- TARDY M., FUDRAL S. & MERCIER DE LEPINAY B. (1985). - Analyse photogéologique préliminaire de clichés SPACELAB des Alpes franco-italiennes. - I. G. N. Rapport d'investigation caméramétrique SPACELAB I, 4 p.
- TENDERO J.A., MARTIN-ALGARRA A., PUGA E. & DIAZ DE FEDERICO A. (1993). - Lithostratigraphie des métasédiments de l'association ophiolitique Névado-Filabride (S.E. Espagne) et mise en évidence d'objets ankéritiques évoquant des foraminifères planctoniques du Crétacé : conséquences paléogéographiques. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 316, II, 1115-1122.
- TERMIER P. (1894). - Etude pétrographique des micaschistes et autres roches cristallines du massif du Petit Mont Cenis. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, p. CVIII-CX.
- TERMIER P. (1899). - Sur la structure du Briançonnais. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 128, 1, 466-469.
- TERMIER P. (1902). - Quatre coupes à travers les Alpes franco-italiennes. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 2, 411-432.
- TERMIER P. (1903). - Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), III, 716-765.
- TERMIER P. (1903). - Sur quelques analogies de faciès géologiques entre la zone centrale des Alpes orientales et la zone interne des Alpes occidentales. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 137, 807.
- TERMIER P. (1906). - La synthèse géologique des Alpes. Liège 1906. - In « A la gloire de la Terre », Paris, 1922, 45-82.
- TERMIER P. (1907). - Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 7, 174-189.
- TERMIER P. (1925). - Compte rendu d'une excursion géologique dans les Hautes Vallées de la Dora Riparia, de la Maira et de la Stura, en compagnie de MM. Secondo Franchi, Wilfrid Kilian et Eugène Raguin. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, XXV, 7-8, 839-855.
- TERMIER P. (1928). - Le pays de nappes des Alpes françaises. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 186, 3, 113-117.
- TERMIER P. & KILIAN W. (1920). - Sur l'âge des Schistes lustrés des Alpes occidentales. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 171, 1348-1353.
- TERMIER P. & KILIAN W. (1920). - Le bord occidental du pays des Schistes lustrés dans les Alpes franco-italiennes, entre la Haute Maurienne et le Haut Queyras. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 171, 885-891.
- TERMIER P. & KILIAN W. (1920). - Sur la signification tectonique des lambeaux de micaschistes, de roches cristallines diverses et de roches vertes, qui affleurent çà et là, près de Briançon, au sein ou à la surface des terrains à faciès briançonnais. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 171, 766-772.
- TERMIER P. & KILIAN W. (1920). - Le lambeau de recouvrement du Mont Jovet en Tarentaise ; les Schistes lustrés au Nord de Bourg-Saint-Maurice. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 171, 23, 1100-1105.

- TERRANOVA R. & ZANZUCCHI G. (1981). - Relationships between ophiolites and flysch sequences in the MT Penna - MT Ragola area (Ligurian-Emilian Apennines). - *Ofioliti*, 287-292.
- THIERRY J. (1982). - Téthys, Mésogée et Atlantique au Jurassique : quelques réflexions basées sur les faunes d'Ammonites. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXIV, 5-6, 1053-1067.
- THIRD INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE. (1982). Clermont (France). - *Guide book for the Moho trip*, 51 p.
- THOMPSON A.C. & ENGLAND P.C. (1984). - Pressure-Temperature-Time Paths of regional metamorphism. II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. - *J. Petrology*, 25, 4, 929-955.
- THOUVENOT F. (1984). - Deep crustal structure of the Western Alps : present knowledge and pending problems. - *Mém. Soc. Geol. It.*, 29, 15-24.
- TILTON G.R., SCHREYER W. & SCHERTL H. P. (1989). - Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira massif, western Alps, Italy. - *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 53, 1391-1400.
- TILTON G.R., SCHREYER W. & SCHERTL H.P. (1991). - Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora-Maira massif, Western Alps, Italy-II : what is the age of the ultra-high-pressure metamorphism? - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108, 22-33.
- TISSOT B., DEMAISON G., MASSON P., DELTEIL J.R. & COMBAZ A. (1980). - Paleoenvironment and Petroleum Potential of Middle Cretaceous Black Shales in Atlantic Basins. - *American Ass. Petr. geologists Bull.*, 64, 11, 2051-2063.
- TOLLMANN A. (1964). - Comparaison entre le Pennique des Alpes occidentales et celui des Alpes orientales. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 9, 363-365.
- TOLLMANN A. (1977). - Geologie von Österreich. Band 1, 766 p. ; Band 2, 728 p. ; Band 3, 1986, 728 p., Franz Deuticke éd., Wien.
- TONGIORGI M. (1962). - La série triassica del « Verrucano tipico » ed i suoi rapporti con le formazioni paleozoiche. - *Atti Soc. Toscana Sci. Nat. Residente in lisa.*, Mémoire, A, 69, 384-420.
- TOURET J.L.R. & MARQUIS G. (1994). - Fluides profonds et conductivité électrique de la croûte continentale inférieure. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 318, II, 1469-1482.
- TOURY A. (1984). - Etude géologique de la haute vallée de la Valloire entre Valloire, le col du Galibier et les Aiguilles d'Arves (Alpes occidentales, Savoie). Thèse doctorat 3^{ème} cycle, Université de Savoie. - *Trav. Dép. Sci. Terre*, Université de Savoie, 1985, 3, 208 p.
- TREVES B. (1983). - Il complesso di Casanova nell'area di Suvero, La Spezia : sedimentologia e provenienza dei clasti. - *Ofioliti*, 8, 1, 165-168.
- TREVES B. (1984). - Orogenic belts as accretionary prisms : the example of the northern apennines. - *Ofioliti*, 9, 3, 577-618.
- TRIBOULET S. (1980). - Etude géologique entre Belledonne et Mont Blanc. La terminaison septentrionale du massif de Belledonne et les terrains de son enveloppe. - Thèse 3^{ème} cycle, Université P. et M. Curie, 93 p.
- TRICART P. (1973). - Les Schistes Lustrés du Haut Cristallin. Analyse tectonique d'un secteur externe du domaine piémontais (Alpes cottiennes, France). - Thèse 3^{ème} cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 192 p.
- TRICART P. (1973). - Tectoniques superposées dans les calcschistes piémontais du Haut-Cristallin (Queyras, Alpes franco-italiennes). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 276, 705-708.
- TRICART P. (1974). - Les Schistes Lustrés du Haut-Cristallin (Alpes cottiennes, France) : lithostratigraphie architecture et tectogénèse. - *Géologie Alpine*, Grenoble, 50, 131-152.
- TRICART P. (1975). - Les rétrocharriages dans les Alpes franco-italiennes. Evolution des structures sur la transversale Embrunais-Queyras (Hautes-Alpes). - *Sci. Geol. Bull.*, 28, 3, 239-259.
- TRICART P. (1980). - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. - Thèse doctorat es Sciences Naturelles, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 408 p.
- TRICART P. (1986). - Le chevauchement de la zone briannonnaise au Sud-Est du Pelvoux : clé des rapports zone externe - zones internes dans les Alpes occidentales. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), II, 2, 233-244.
- TRICART P. & LEMOINE M. (1991). - The Queyras ophiolite west of Monte Viso (Western Alps) : indicator of a peculiar ocean floor in the Mesozoic Tethys. - *J. Geodynamics*, 13, 2-4, 163-181.
- TRICART P. & LEMOINE M. (1983). - Serpentinite oceanic bottom in South Queyras ophiolites (French western Alps) : record of the incipient oceanic opening of the Mesozoic Ligurian Tethys. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 76/3, 611-629.
- TRICART P. & LEMOINE M. (1986). - Mégaboudinage alpin et fracturation téthysienne dans les Schistes Lustrés piémontais à l'Ouest du Mont Viso (Alpes occidentales). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 302, II, 8, 599-604.
- TRICART P. & LEMOINE M. (1986). - From faulted blocks to megamullions and megaboudins : tethyan heritage in the structure of the Western Alps. - *Tectonics*, 5/1, 95-118.
- TRICART P. & LEMOINE M. (1988). - A l'origine de la structure des Schistes lustrés à ophiolites du Queyras (Alpes françaises) : un mode atypique d'obduction, conséquence de la structure particulière de la croûte océanique ligure. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 306, II, 301-306.
- TRICART P., BOURBON M. & LAGABRIELLE Y. (1982). - Révision de la coupe Peouvou-Roche Noire (zone piémontaise, Alpes franco-italiennes) : bréchification synsédimentaire d'un fond océanique ultrabasique. - *Géologie Alpine*, Grenoble, 58, 105-113.
- TRICART P., CARON J.M., GAY H. & VIALON P. (1977). - Relais de schistosité, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes occidentales). - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, 4, 873-881.
- TRICART P., DUMONT T. & LEMOINE M. (1985). - Evolution d'une portion de marge continentale : blocs basculés et charriages alpins dans la nappe prépiémontaise de Rochebrune (Alpes occidentales). - *Revue Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 26, 1, 3-17.
- TRICART P., GOUT C. & LEMOINE M. (1985). - Tectonique synsédimentaire saccadée d'âge crétacé inférieur dans l'océan téthysien ligure : un exemple dans les Schistes lustrés à ophiolites de Chabrière (Haute Ubaye, Alpes occidentales françaises). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 300, II, 17, 879-884.
- TRICART P., GOUT C. & LEMOINE M. (1985). - Mosaïque de blocs faillés et injection de serpentinites dans la croûte océanique téthysienne : l'exemple des ophiolites de Chassière (Haute Ubaye, zone piémontaise des Alpes occidentales). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 300, II, 16, 817-820.
- TRUMPY R. (1988). - A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and the Carpathians. - *Geol. Soc. Amer., Special Paper*, 218, 93-109.
- TRUMPY R. (1952). - Sur les racines helvétiques et les « Schistes lustrés » entre le Rhône et la vallée de Bagnes (Région de la Pierre Avoi). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 44/2, 338-347.
- TRUMPY R. (1955). - Remarques sur la corrélation des unités penniques externes, entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des Nappes préalpines. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6/5, 217-231.
- TRUMPY R. (1957). - Quelques problèmes de paléogéographie alpine. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, VIII, 443-461.
- TRUMPY R. (1975). - Penninic-austroalpine boundary in the swiss alps : a presumed former continental margin and its problems. - *Amer. J. Sci.*, 275 A, 209-238.
- TRUMPY R. (1976). - Du Pélerin aux Pyrénées. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 69-2, 249-264.
- TRUMPY R. (1980). - Geology of Switzerland (part A and B). Schweizerische Geologische Kommission. Wepf & Co. publishers, Basel-New York.

- TRUMPY R. (1984). - Des géosynclinaux aux océans perdus. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XXVI**, 2, 201-206.
- TRUMPY R. & BERSIER A. (1954). - Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont Pelerin. Pétrographie, statistique, origine. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **47/1**, 119-164.
- TRUMPY R. & HACCARD D. (1969). - Réunion extraordinaire de la Société géologique de France. Les Grisons. 14-21 septembre 1969. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **9**, 330-396.
- VAI G.B. & COCOZZA T. (1986). - Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **II**, 1, 95-114.
- VAN DEN DRIESSE J. & BRUN J.P. (1989). - Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieur dans le sud du Massif Central. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **309**, II, 1607-1613.
- VAN DEN DRIESSE J. & BRUN J.P. (1991). - Tectonic evolution of the Montagne Noire (french Massif Central : a model of extensional gneiss dome. - *Geodinamica Acta* (Paris), **5**, 1-2, 85-99.
- VAN DEN DRIESSE J., BRUN J.P., SOKOUTIS D. & MULUGETA G. (1993). - Extensional gneiss domes : laboratory models. Late orogenic extension in mountain belts. International meeting, 4-5-6 march 1993, Montpellier.
- VANNAY J.C. & ALLEMANN R. (1990). - La zone piémontaise dans le haut Valtournanche (Val d'Aoste, Italie). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **83/1**, 21-39.
- VANOSSI M. (1980). - Hypothèses sur l'évolution tectogénétique des Alpes ligures. - *Rev. Geogr. phys. Géol. dynam.*, **22**, 1, 3-13.
- VANOSSI M. (1980). - Les unités géologiques des Alpes maritimes entre l'Ellero et la mer ligure : un aperçu schématique. - *Mém. Sci. géol.*, Università di Padova, **XXXIV**, 101-142.
- VANOSSI M., BONI A., CORTESOGNO L., GALBIATI B., LORENZ C., MESSIGA B. *et al.* (1984). - Dati e problemi fondamentali della Geologia delle Alpi Liguri. Società Geologica Italiana. Convegno sul terra : - *Geologia delle Alpi Liguri*, Pavia, Alpi Liguri, Genova, 11-16 Guigno 1984, fascicolo introduttivo, 158 p.
- VARLAKOV A.S. (1978). - Serpentinization of Alpine-type harzburgites. - *Internat. Geol. Rev.*, **21**, 3, 299-306.
- VEARNCOMBE J.R. (1980). - The geology of the Gran Paradiso region of the western Alps. Thèse, University of Wales, 203 p.
- VEARNCOMBE J.R. (1982). - The tectonic significance of Triassic dolomite and carnéule in the Gran Paradiso region, western Alps. - *Geol. Mag.*, **119**, 3, 301-308.
- VEARNCOMBE J.R. (1983). - High-pressure Low-temperature metamorphism in the Gran Paradiso basement, Western Alps. - *J. Metamorphic Geol.*, **1**, 103-115.
- VEARNCOMBE J.R. (1985). - The structure of the Gran Paradiso basement massif and its envelope, Western Alps. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **78**, 1, 49-72.
- VECCHIA O. (1968). - La zone Cuneo-Ivrea-Locarno, élément fondamental des Alpes. Géophysique et géologie. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **48**, 215-285.
- VELASQUE P.C. & DUCASSE L. (1987). - Géotransverse équilibrée dans les Pyrénées occidentales : argument en faveur d'un rift intraplaque pour expliquer l'amincissement crustal crétacé. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **304**, II, 8, 383-386.
- VELDE B., & KIENAST J.R. (1973). - Zonéographie du métamorphisme de la zone de Sesia Lanzo (Alpes piémontaises) : étude des omphacites et grenats des micaschistes écolitiques à la microsonde électronique. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **276**, D, 1801-1804.
- VENTURINI G. (1994). - The II DK between the Aosta Valley and the Chiusella Valley (Sesia zone, Western Alps, Italy). - *11^{ème} Rencontre du Groupe Tectonique Suisse*, Neuchâtel, 25-26. 02. 1994.
- VENTURINI G., MARTINOTTI G. & HUNZIKER J. (1991). - The protoliths of the « Eclogitic Micaschists » in the lower Aosta valley (Sesia-Lanzo zone, Western Alps). - *Memorie Sci. Geol.*, Univ. Padova, **XLIII**, 347-359.
- VIALON P. (1962). - Tectonique et métamorphisme dans le massif de Dora Maira (Alpes Cottiniennes). - *C. R. Soc. géol. Fr.*, **4**, 127.
- VIALON P. (1979). - Les déformations continues - discontinues des roches anisotropes. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **72/2**, 531-549.
- VIALON P., RUHLAND M. & GROLIER J. (1976). - Eléments de tectonique analytique, Masson éd. Paris, 118 p.
- VIDAL O., GOFFE B. & THEYE T. (1992). - Experimental study of the stability of sudoïte and magnesiocarpholite and calculation of a new petrogenetic grid for the system FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. - *J. Metamorphic Geol.*, **10**, 603-614.
- VIELZEUF D. & KORNPROBST J. (1982). - The ultramafic-granulitic associations : an indication of paleo-moho discontinuities. - *Terra Cognita*, (Kimberlites), **2**, 241.
- VISHNEVSKAYA V.S. (1984). - Radiolarites of the alpine belt (USSR, Italy, Romania, Cuba), their age, degrees of metamorphism, tectonic situation and paleoenvironment. - *Ofoliti*, **9**, 3, 722.
- VITALY G. (1980). - Etude géologique de deux manifestations du volcanisme paléogène des Alpes franco-italiennes. Les grès de Taveyannaz et les porphyres de Biella. - Thèse doctorat 3^{ème} cycle, Univ. Bretagne occidentale, 184 p.
- VOGLER S.W. (1987). - Fabric development in a fragment of Tethyan oceanic lithosphere from the Piemonte ophiolite nappe of the Western Alps, Valtournanche, Italy. - *J. Struct. Geol.*, **9/8**, 935-953.
- VOLL G. (1983). - Subduction in the Western Alps. - *Terra Cognita*, **3**, 191.
- VOSHAGE H., HUNZIKER J. & HOFMANN A.W. (1984). - Sm-Nd and Rb-Sr evidence for the evolution of the Ivrea zone (Southern Alps). - *Terra Cognita*, (ECOG VIII), 205.
- VOSHAGE H., HUNZIKER J., HOFMANN A.W. & ZINGG A. (1987). - A Nd and Sr isotopic study of the Ivrea zone, Southern Alps, N-Italy. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **97**, 31-42.
- VUAGNAT M. (1964). - Remarques sur la trilogie serpentines-gabbros-diabases dans le bassin de la Méditerranée occidentale. - *Géol. Rundschau*, **53**, 336-357.
- VUAGNAT M. (1968). - Quelques réflexions sur le complexe basique-ultrabasique de la zone d'Ivrée et les ultramafites alpinotypes. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **48/1**, 157-164.
- VUAGNAT M. & PUZTASZERI L. (1964). - Ophisphérites et rodingites dans diverses serpentinites des Alpes. - *Bull. Suisse Min. Petro.*, **44**, 12-15.
- VUICHARD J.P. (1986). - Cinématique Eoalpine et Alpine en zone Sesia-Lanzo (Alpes occidentales). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **303**, II, 14, 1333-1338.
- VUICHARD J.P. (1987). - The Sesia-Lanzo zone (Internal Western Alps) : a result of a two-stage stacking of Three units. - *Terra Cognita*, **7**, 2-3, 95.
- VUICHARD J.P. & BALLEVRE M. (1988). - Garnet-chloritoid equilibria in eclogitic pelitic rocks from the Sesia zone (Western Alps) : their bearing on phase relations in high pressure metapelites. - *J. Metamorphic Geol.*, **6**, 135-157.
- WAGNER G.A., REIMER G.M. & JAGER E. (1977). - Cooling ages derived by Apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating : the uplift and cooling history of the central Alps. - *Mem. Ist. Geol. Mineral.*, Univ. Padova, 30.
- WAIBEL A.F. & FRISCH W. (1989). - The lower Engadine window : sediment deposition and accretion in relation to the plate-tectonic evolution of the Eastern Alps. - *Tectonophysics*, **162**, 229-241.
- WEIDMANN M. & ZANINETTI L. (1974). - Quelques données nouvelles sur la série du Mont Dolin (nappe de la Dent Blanche, Valais). Description des Foraminifères triasiques. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **67/3**, 597-603.
- WEIDMANN M., HOMEWOOD P., CARON C. & BAUD A. (1976). - Rehabilitation de la « Zone Submédiane » des Préalpes. - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **69/2**, 265-277.

- WEISSERT H. & BERNOUILLI D. (1985). - A transform margin in the Mesozoic Tethys : evidence from the Swiss Alps. - *Geol. Rundschau*, **74/3**, 665-679.
- WEISSERT H. & BERNOUILLI D. (1983). - Oxygen isotope composition of calcite in alpine ophiocarbonates : a hydrothermal or alpine metamorphic signal ? - *Ophioliti*, supplemento, **8**, 64.
- WERNER S. (1985). - The worldwide active middle/late eocene geodynamic episode with peaks at ± 37 M.Y. B.P., and implications and problems of orogeny and sea-floor spreading. - *Tectonophysics*, **115**, 197-234.
- WERNICKE B. (1981). - Low-angle normal faults in the Basin and Range province-Nappe tectonics in and extending orogen. - *Nature*, **291**, 645-648.
- WERNICKE B. (1985). - Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. - *Can. J. Earth Sci.*, **22**, 108-125.
- WESTPHAL M., EDEL J.B. & SCHOTT J.J. (1978). - Essai de synthèse des données paléomagnétiques et de la tectonique des plaques en Méditerranée occidentale. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **1**, 12-15.
- WEVER (DE) P. & CABY R. (1981). - Datation de la base des Schistes lustrés postophiolitiques par des Radiolaires (Oxfordien supérieur - Kiméridgien moyen) dans les Alpes Cottiennes (Saint Veran, Fr). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **292**, II, p. 467-472.
- WEVER (DE) P. & DERCOURT J. (1985). - Les Radiolaires triasico-jurassiques marqueurs stratigraphiques et paléogéographiques dans les chaînes alpines périméditerranéennes : une revue. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **I**, 5, 653-662.
- WEVER (DE) P., BAUGMARTNER P.O. & POLINO R. (1987). Précision sur les datations de la base des Schistes lustrés post-ophiolitiques dans les Alpes Cottiennes. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **305**, II, 487-491.
- WEVER (DE) P., RICOU L.E. & FOURCADE E. (1986). La fin brutale de l'optimum radiolaritique au Jurassique terminal : l'effet de la circulation océanique. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **302**, II, 9, 665-670.
- WHEELER J. (1991). - Structural evolution of a subducted continental sliver : the northern Dora-Maira massif, Italian Alps. - *J. Geological Soc.*, London, **148**, 1101-1113.
- WHEELER J. & BUTLER R.W.H. (1993). - Evidence for extension in the western Alpine orogen : the contact between the oceanic Piemonte and overlying continental Sesia units. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **117**, 457-474.
- WHITE D.A., ROEDER D.H., NELSON T.H. & CROWELL J.C. (1970). Subduction. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81**, 3431-3432.
- WILDI W. (1985). - Heavy mineral distribution and dispersal pattern in penninic and ligurian flysch basins (Alps, northern Apennines). - *Giornale di Geologia*, **3a**, 47/1-2, 77-99.
- WILSON C.J.L. (1978). - Déformation in the Theodul-Rothorn Zone (Zermatt, Switzerland). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **71/3**, 517-549.
- WINKLER W. (1987). - Detrital High-P/Low-T metamorphic minerals in the Eastern Alps. - *Terra Cognita*, **7**, 2-3, 88.
- WINKLER W. & BERNOUILLI D. (1986). - Detrital high-pressure/low-temperature minerals in a late Turonian flysch sequence of the eastern Alps (Western Austria) : implications for early alpine tectonics. - *Geology*, **14**, 598-601.
- WINTERER E.L. & BOSELLINI A. (1981). - Subsidence and Sedimentation on jurassic passive continental margin, southern Alps, Italy. - *A. A. P. G.*, 394-421.
- WOOLER D.A., WHITE N.J. & SMITH A.G. (1991). - Extension on the Northern Tethyan margin. - *Terra abstracts*, **3**, 243.
- WOZNIAK J. (1977). - Contribution à l'étude géologique des Alpes occidentales internes : la région du Canavese (Piemont, Italie). - Thèse doctorat 3^{ème} cycle, Université P. et M. Curie, 146 p.
- WOZNIAK J. (1979). - Quelques observations sur les relations structurales entre le massif de Lanzo et le massif de Sesia. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, **289**, 457-460.
- ZINGG A. (1983). - The Ivrea and Strona-Ceneri Zones (Southern Alps, Ticino and N-Italy) A Review. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **63**, 361-392.
- ZINGG A. & HANDY M. (1987). - The Ivrea zone as a model for deep continental crust. - *Terra Cognita*, **7**, 2-3, 160.
- ZINGG A. & HUNZIKER J.C. (1982). - The Ivrea zone, an example of the evolution of deep continental crust. - *Terra Cognita*, **2**, 236.
- ZINGG A. & HUNZIKER J.C. (1990). - The age of movements along the Insubric Line West of Locarno (northern Italy and southern Switzerland). - *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **83/3**, 629-644.
- ZINGG A., HUNZIKER J.C., FREY M. & AHRENDT H. (1976). - Age and degree of metamorphism of the Canavese zone and of the sedimentary cover of the Sesia zone. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **56**, 361-375.
- ZULAUF R. (1964). - Zur Geologie der tiefpenninischen zonen nördlich der Dora Baltea im oberen Val d'Aosta (Italien). Thèse, Zurich, 150 p.

TABLE DES MATIERES

Résumé	3
Abstract	4
Riassunto	5
1ère Partie : Introduction générale	7
Chapitre I : Place des régions étudiées dans les Alpes	7
Chapitre II : Limites et grands traits de la géographie des régions étudiées	13
1. – Caractères morphologiques des trois régions étudiées	13
1. 1. La frange orientale du Beaufortain	13
1. 2. La chaîne frontière franco-italienne en haute-Maurienne	13
1. 3. La région de Lanzo	13
2. – Unité de leurs caractères climatiques et économiques	14
2. 1. Végétation	14
2. 2. Climat	15
2. 3. Economie	15
Chapitre III : Présentation de l'étude	16
1. – Les moyens et les méthodes de travail	16
2. – But de l'étude	16
3. – Conception de l'ouvrage	17
Chapitre IV : Schistes lustrés et concepts en géologie, revue bibliographique	18
1. – Les premiers grands pas	18
2. – La période moderne, avant l'avènement de la tectonique des plaques	21
2. 1. Discussions et malentendus sur l'allochtonie des Schistes lustrés : Les travaux de Termier et Kilian en France [1920], de Franchi en Italie [1925]	21
2.2. La Nappe du Piémont dans les travaux d'E. Raguin [1925-1930] et de F. Hermann [1908, 1925, 1927, 1930 et 1951]	22
2. 2. 1. Le domaine pennique peut être subdivisé en deux grandes parties	22
2. 2. 2. En ce qui concerne plus spécialement la Nappe du Piémont	23
2. 3. La Nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère, et la zone du Petit Saint Bernard. Les recherches de H. Schoeller [1924 à 1947]	23
2. 4. Steimann et la genèse des ophiolites	23
2. 5. Les unités penniques frontales des Alpes françaises. Les travaux de Gignoux, Moret et Schneegans [1925-1938]	24
2. 6. L'évolution géodynamique de la nappe du Grand Saint Bernard. Les travaux d'Ellenberger [à partir de 1947] et d'Amstutz [1935 à 1980]	24
2. 7. Retour aux unités penniques frontales. Les travaux de Barbier, Debelmas, Kerckove et Antoine	27
2. 8. Les premières études modernes sur les Schistes lustrés piémontais [1950-1970]	29
3. – Le paléo-océan téthysien et ses marges : les développements de la théorie de la tectonique des plaques dans les Alpes franco-italiennes	33
3. 1. « Schistes lustrés », métamorphismes de haute pression et subduction	33
3. 2. Schistes lustrés, déformation progressive, linéations « a » et plis en fourreau	35

3. 3. Schistes lustrés, âges absolus et chronologie relative	36
3. 4. Schistes lustrés, Roches vertes et ophiolites	38
3. 5. Le paléo-océan piémontais et ses marges, conceptions actuelles	39
3. 6. Le paléo-océan piémontais et la cinématique des plaques	41
3. 7. Schistes lustrés, épaissement crustal et faille normale ductile ou remontée et exhumation de roches à haut grade métamorphique	41
4. – Conclusions	42

2ème Partie : Les unités piémontaises s.s. et liguro-piémontaises des Alpes graies méridionales.

Lithostratigraphie et structures des « Schistes lustrés ». Les principales étapes de l'évolution du bassin océanique liguro-piémontais	43
---	-----------

Chapitre I : La chaîne frontière franco-italienne entre l'Arc et la doire Ripaire. Régions de Lanslebourg (France) et de Suse (Italie)

1. – Généralités	43
1. 1. Introduction	43
1. 2. L'état des connaissances	43
1. 2. 1. Les observations décisives de Raguin [1929, 1930]	43
1. 2. 2. La période 1950-1960	43
1. 2. 3. La période actuelle, à partir de 1970	45
1. 3. Le schéma structural adopté, les problèmes	48
1. 3. 1. Les unités issues de la paléomarge européenne ou unités piémontaises s.s.	48
1. 3. 1. 1. Les unités à matériel anté-triasique	48
1. 3. 1. 2. Les unités de couverture mésozoïque	48
1. 3. 2. Les unités issues du paléo-océan téthysien ou unités liguro-piémontaises	49
2. – Analyses lithostratigraphiques et pétrographiques	49
2. 1. Les unités issues de la paléo-marge européenne ou unités piémontaises s.s.	49
2. 1. 1. A l'aval de Suse, en rive gauche de la Doire	52
2. 1. 1. 1. Les unités à matériel anté-triasique	52
A. L'unité de Maisonnettes-Mole	52
B. L'écaille de socle de Alpi Colone	54
2. 1. 1. 2. L'unité de couverture mésozoïque de Susa-Chianocco	54
A. La série stratigraphique	54
a. Les coupes de référence	54
a. 1. La coupe de Crotte (fig. 33 et 34)	54
a. 2. La coupe de Foresto (fig. 35)	56
a. 3. Les autres coupes du versant sud du Monte Molares - Rocca del Chiodo	56
b. Précisions sur la base stratigraphique des coupes de référence	58
B. Conclusions	58
a. Lithostratigraphie et biostratigraphie (fig. 38)	58
b. Sédimentologique	58
c. Paléogéographique	58
2. 1. 2. Sur la retombée est du massif du Grand Paradis	58
2. 1. 2. 1. Les trois unités majeures	58
A. L'unité du Grand Paradis	58
B. L'unité du Gias Nuovo	60
C. L'unité du Col de Sea	61
2. 1. 2. 2. Conclusions sur les unités du revers est - sud-est du Grand Paradis	61
2. 2. Les unités issues du paléo-océan téthysien ou unités liguro-piémontaises	61
2. 2. 1. Lithostratigraphie des unités liguro-piémontaises inférieures ou unités océaniques inférieures	61
2. 2. 1. 1. Le cadre général de ces unités	61
2. 2. 1. 2. Lithostratigraphie de l'unité de Ciamarella-Gran Uia	61
A. Présentation de l'unité	61

B. Lithostratigraphie de l'unité de Ciamarella-Gran Uia	61
a. Les coupes accessibles à partir du refuge Albo Gastaldi (haute Stura di Ala)	61
a. 1. La coupe du contrefort nord du Crêt de la Ciaussine : éléments du paléo-plancher océanique	62
a. 2. Le pointement rocheux du flanc nord-est du glacier de la Bessanèse : les rapports entre le substratum océanique et les premiers termes de sa couverture	62
a. 3. Les coupes du petit massif de Rocca Affinau : exemples de couverture métasédi- mentaire des ophiolites	62
a. 4. Conclusions sur les coupes dressées à partir du refuge Albo Gastaldi	64
b. Les coupes accessibles à partir du refuge-hôtel de Malciaussia (haute Stura di Viu)	64
b. 1. Les coupes du versant est du Piccolo Monte Turlo	65
b.1.1. La coupe la plus basse	65
b. 1. 2. La coupe la plus élevée	66
b. 2. La coupe du versant ouest du Piccolo Monte Turlo	66
b. 3. Les coupes observables du Lago Nero au col delle Coupe	67
b. 3. 1. Coupe levée le long du sentier du col delle Coupe (fig. 48)	67
b. 3. 2. Coupe du point côté 2641 m, située entre le col delle Coupe et le Passo Coupe Trape (fig. 49)	67
b. 4. La coupe de l'arête nord-est de Pietramorte (fig. 50)	69
b. 5. Conclusions sur les coupes dressées à partir du refuge - hôtel Malciaussia	69
c. La coupe levée dans le bassin supérieur du torrent Marderella	71
2. 2. 1. 3. Lithostratigraphie de l'unité d'Avérole	71
A. Présentation de l'unité	71
B. Lithostratigraphie de l'unité d'Avérole	71
a. La coupe du refuge d'Avérole	72
a. 1. Les serpentinites	72
a. 2. La couverture métasédimentaire	73
b. La coupe du secteur Plan du Pré - Entre Deux Ris	75
b. 1. A la base, un ensemble de marbres impurs, de un à quelques mètres d'épaisseur	75
b. 2. Au-dessus des marbres de base	75
b. 2. 1. Un terme formé essentiellement de marbres mais aussi de calcschistes	75
b. 2. 2. Un terme formé de divers quartzites	75
b. 2. 3. Un terme formé de metabasites	76
c. La coupe de Derrière le Clapier (fig. 56)	77
C. Conclusions relatives aux coupes levées dans l'unité d'Avérole	77
2. 2. 1. 4. Conclusions sur la lithostratigraphie des unités liguro-piémontaises inférieures	77
A. Le substratum ophiolitique	78
B. La couverture	78
2. 2. 2. Lithostratigraphie des unités liguro-piémontaises médianes	80
2. 2. 2. 1. Le cadre général de ces unités	80
2. 2. 2. 2. Lithostratigraphie des unités liguro-piémontaises médianes	80
A. L'unité Charbonnel-Rocciamelone - Signal du Petit Mont Cenis	80
a. Présentation de l'unité	80
b. Lithostratigraphie de l'unité	80
b. 1. Les écailles d'ultrabasites de la base de l'unité	80
b. 1. 1. Coupe de l'ancienne carrière de Termignon (fig. 58)	80
b. 1. 2. Coupe du revers sud du Mont Froid (fig. 59)	80
b. 2. La série métasédimentaire sus-jacente	82
b. 2. 1. Les grands ensembles lithostratigraphiques	82
b. 2. 2. Observations complémentaires	84
b. 2. 3. Premier bilan de ces analyses	86
b. 2. 4. Extension des observations aux autres secteurs	86
B. L'unité Novalesa - Corne Rousse	87
a. Présentation de l'unité	87

b. Lithostratigraphie de l'unité Novalesa - Corne Rousse	87
b. 1. Coupe le long de la piste du barrage Saint Nicolas aux carrières Paradiso, en rive gauche du torrent Cenischia (fig. 66)	89
b. 2. Coupe dans le secteur du Passo delle Finestre (fig. 67)	89
b. 3. Observations complémentaires, au point coté 2851 m sur le revers nord de la Pointe Droset	90
c. Conclusions	91
C. L'unité de la pointe de la Ronce	91
a. Présentation de l'unité	91
b. Lithostratigraphie de l'unité de la Pointe de la Ronce	91
c. Conclusions	92
D. L'unité de San Giuseppe - Venaus	92
2. 2. 2. 3. Conclusions relatives à la lithostratigraphie des unités liguro-piémontaises médianes	93
2. 2. 3. Lithostratigraphie de l'unité liguro-piémontaise supérieure	96
2. 2. 3. 1. Présentation de l'unité	96
2. 2. 3. 2. Lithostratigraphie de l'Unité de la Pointe du Lamet	96
2. 2. 3. 3. Le problème du substratum de l'unité du Lamet	97
2. 2. 3. 4. Signification géodynamique de l'unité supérieure	98
2. 2. 4. L'évolution lithostratigraphique des unités liguro-piémontaises : conclusions	98
2. 2. 4. 1. Les données lithologiques	98
2. 2. 4. 2. Les données biostratigraphiques	99
2. 2. 4. 3. Les données radiochronologiques	100
A. L'âge de la mise en place des complexes ophiolitiques	100
B. L'âge des premiers épisodes métamorphiques alpins	100
2. 2. 4. 4. Conclusions	101
2. 2. 5. A la recherche d'unités équivalentes en domaine peu ou pas métamorphique	101
2. 2. 5. 1. Corrélations stratigraphiques	101
2. 2. 5. 2. Corrélations lithologiques	101
2. 2. 5. 3. Conclusions	105
2. 3. Conclusions à l'analyse lithostratigraphique des unités piémontaises s.s. et liguro-piémontaises	105
2. 3. 1. Corrélations marge-océan	105
2. 3. 2. Discussion	106
2. 3. 2. 1. Les modalités de l'ouverture océanique	106
2. 3. 2. 2. L'expansion téthysienne et les dimensions de la Téthys ligure	107
2. 3. 2. 3. Les modalités de la fermeture de l'aire océanisée	108
2. 3. 3. Les principales étapes de l'évolution tectono-sédimentaire du domaine téthysien et de sa marge nord	109
2. 3. 3. 1. La naissance de l'océan téthysien	109
2. 3. 3. 2. La fermeture de l'océan téthysien	109
3. – Evolution tectono-métamorphique	110
3. 1 Les principaux repères métamorphiques	110
3. 1. 1. Les assemblages minéralogiques	110
3. 1. 1. 1. Les témoins d'un métamorphisme anté-alpin	110
3. 1. 1. 2. Les assemblages alpins	110
A. Le métamorphisme alpin de haute pression	110
a. Faciès éclogitique repris en faciès schiste vert	110
b. Faciès schiste bleu de basse température repris en faciès schiste vert	110
c. Faciès schiste bleu superposés (?) repris en faciès schiste vert	110
B. Le métamorphisme alpin de basse pression	111
3. 1. 2. Rappel des données radiochronologiques	111
3. 1. 3. Conclusions	111
3. 2. Les structures tectoniques	116
3. 2. 1. Les structures post-schisteuses	116

3. 2. 1. 1. La fracturation récente	116
A. Le couloir Modane-Termignon - Ruisseau de la Chavière	116
B. Le couloir Isère-Italie-Dora Riparia (ou couloir Isidor)	117
C. Les autres familles de fractures	123
D. Conclusions sur la fracturation récente	123
3. 2. 1. 2. Les voussures tardives à grand rayon de courbure	127
3. 2. 2. Les structures syn-schisteuses	127
3. 2. 2. 1. Les contacts majeurs	127
A. Les contacts anormaux syn à post-épaississement crustal	127
a. Le contact Le Planay - Gran Scala - Venaus	127
b. Le contact Tuas Venezia - Monte Palonetto - Averole	129
b1. Généralités	129
b2. Les données relatives à ce contact	129
B. Les contacts anormaux plissés syn-épaississement	133
a. Les contacts anormaux impliquant le matériel briançonnais interne	133
a1. La surface de charriage du complexe des Schistes lustrés sur les unités briançonnaises internes ou digitation du Mont Cenis	133
a 2. Les contacts intra-unités liguro-piémontaises médianes, d'une part, et les contacts séparant les unités liguro-piémontaises médianes et supérieure, d'autre part	135
b. Les contacts anormaux plissés séparant les unités liguro-piémontaises médianes et inférieures	136
c. Les contacts anormaux séparant les unités océaniques inférieures des u. piémontaises s.s	136
c 1. En haute Stura di Sea	136
c 2. En rive gauche de la Doire Ripaire	136
d. Les contacts anormaux intra-unités océaniques inférieures	138
e. Les contacts anormaux intra-unités piémontaises	139
3. 2. 2. 2. Exemples de structurations méso et microscopiques	140
A. Les générations successives de méso et de micro-structures comparées du briançonnais interne et des Schistes lustrés de la bordure W du massif d'Ambin selon Allenbach [1982]	140
B. Exemples de structures dans les unités liguro-piémontaises médianes	140
C. Exemples de structures dans les unités liguro-piémontaises inférieures	141
D. Les structures observables dans les unités piémontaises s.s	143
3. 2. 2. 3. Les linéations	144
3. 3. Conclusions à l'analyse tectono-métamorphique des Schistes lustrés de la chaîne frontière franco-italienne entre Arc et Doire Ripaire	148
3. 3. 1. Les structures successives et leurs rapports	148
3. 3. 2. En ce qui concerne les microstructures	148
Chapitre II : La région de Lanzo	154
1. – Introduction	154
2. – Les données de terrain	155
2. 1. Relations structurales entre le massif de Lanzo et le massif de Sesia dans la région de Lanzo (Italie)	155
2. 2. Observations sur les enveloppes métasédimentaires du massif cristallin de Sésia au Nord du Monte Ciucrin.....	158
2. 2. 1. Cadre géologique général de ces coupes	159
2. 2. 2. 1. Coupe en bordure ouest de la route d'alpage de Chiaves, à l'aplomb de Menulla	160
2. 2. 2. 2. Coupes sur la crête au Sud-Est du Colle di Perascritta	160
A. Entre le col et la Punta dell'Aggia (2253m)	160
B. A l'Est-Sud-Est de la Punta dell'Aggia, jusqu'au col d'Alpi Pertus	160
2. 2. 3. Conclusions	160
2. 3. La couverture océanique des ultrabasites de Lanzo : arguments lithostratigraphiques et pétrologiques ..	161

3. – Conclusions	175
4. – Proposition d'un modèle lithospérique du massif de Lanzo et de ses bordures	175
4. 1. Les données lithostratigraphiques	175
4. 2. Les données de la géophysique	175
Chapitre III : Les Schistes lustrés de la klippe du Mont Jovet	179
1. – Généralités	179
2. – Lithostratigraphie des Schistes lustrés du Mont Jovet	179
2. 1. Le matériel serpentiniteux et ses rapports avec les premiers termes de la couverture sédimentaire	181
2. 1. 1. La coupe du versant Nord-Est de la Tête du Jarset	181
2. 1. 2. La coupe du ruisseau des Frasses (fig. 118)	182
2. 1. 3. Le bloc glissé du chalet de la Lovatière	182
2. 2. Les calcschistes du Mont-Jovet	183
2. 2. 1. Coupe des calcschistes du secteur du Dou du Sublet	183
2. 2. 2. Coupe des calcschistes du secteur du Dou de Moûtiers	184
2. 2. 3. Hypothèses sur l'âge des divers ensembles sédimentaires	184
2. 2. 4. Conclusions à l'analyse lithostratigraphique des Schistes lustrés du Mont Jovet	184
3. – Évolution tectono-métamorphique des Schistes lustrés du Mont Jovet	186
3. 1. Les principaux repères métamorphiques	186
3. 1. 1. Les assemblages minéralogiques	186
3. 1. 2. Les données radiochronologiques	186
3. 2. Les structures tectoniques	187
3. 2. 1. Bref rappel du cadre structural de la klippe	187
3. 2. 2. Observations complémentaires sur la nature et la structure du soubassement de la klippe du Mont Jovet	187
A. Le passage du Carbonifère supérieur au Trias inférieur et moyen	191
B. Les structures cassantes qui affectent le Carbonifère supérieur	191
C. Les structures schisteuses	195
a. Les mégastructures	195
b. Les méso et les microstructures	195
D. Les structures anté-schisteuses	195
3. 3. Conclusions à l'évolution tectono-métamorphique des Schistes lustrés du Mont Jovet	195
3. 4. Conclusions générales sur les Schistes lustrés du Mont Jovet	195
3ème Partie : La zone valaisanne en tarentaise	197
1. – La zone valaisanne en Tarentaise : données connues et problèmes	197
2. – Quelques données nouvelles	201
2. 1. En ce qui concerne les Roches vertes du Versoyen	201
2. 1. 1. Sur la nature du contact séparant le Flysch valaisan et ces roches vertes	201
2. 1. 2. Sur les assemblages métamorphiques à glaucophane des métapillows du revers est du massif de Tormotta et des metagabbros de la pointe du Clapey	201
2. 1. 3. Conclusions sur les Roches vertes du Versoyen	210
2. 2. Nouvelles tentatives de détermination de l'âge des formations du Flysch valaisan	210
2. 2. 1. La coupe du revers sud du massif de Rochemoc	212
2. 2. 2. La coupe de la paroi est de la pointe de Charbonnières	212
2. 2. 3. La coupe de la retombée ouest du P.C. 2692 revisitée - Conséquences	216
3. – Conclusions et discussions	217
3. 1. Un rappel des données	217
3. 2. La piste pyrénéenne	220
3. 3. Éléments d'un schéma d'évolution possible	222

4ème Partie : Conclusions générales	223
1. – Bilan de l'étude	223
1. 1. En ce qui concerne les Schistes lustrés	223
1. 2. En ce qui concerne la zone valaisanne	224
1. 3. Les principaux repères	225
1. 3. 1. L'étape du rifting. De la fin du Trias jusqu'au Dogger	225
1. 3. 2. L'étape de l'ouverture et de l'individualisation du fond océanique de la branche ligure de la Téthys	225
1. 3. 3. L'étape d'inversion tectonique	225
2. – Le cadre géotectonique de l'évolution proposée	226
3. – Discussion	226
4. – Un modèle d'évolution de la suture téthysienne dans la région étudiée	227
 Annexe 1 : Planches photos	 231
Annexe 2 : Résumés de travaux de thèses, développés à l'Université de Savoie, intéressant la suture téthysienne	250
Annexe 3 : Liste des figures	254
Liste des photographies	258
Liste des planches hors-texte	259
Annexe 4 : Bibliographie	260
Table des matières	300



Géologie Alpine, 1998, Mémoire H.S. n° 29 : Étude géologique de la suture téthysienne dans les Alpes franco-italiennes nord-occidentales de la Doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg-Saint-Maurice (France) par Serge FUDRAL

Planche hors-texte 1
Carte géologique de la chaîne frontière entre Arc et Doire Ripaire, région de Lanslebourg (France) et de Suse (Italie)

L é g e n d e

QUATERNAIRE

(extrait de la feuille Lanslebourg-Mont d'Ambin, par G. Nicoud, 1994)

	Niche d'arrachement, limite d'ablation.
	X, Remblais
	U, Travertins et brèches de pente
	Ec2, Ecoulement; Et, Tassement a, ancien; b, récent
	Terrains glissés
	E, Eboulis; Ej, Eboulis en cône, cône d'avalanche (1) avec glacier rocheux
	Fz, Alluvions actuelles fluviales, lacustres et torrentielles
	Fy2, Alluvions de comblement du lac de Bessans - lacustres à torrentielles
	Ec1, Ecoulement de la Madeleine
	Jz, Cônes de déjections
	RK, Cargneules de remaniement
	Gwb, Glacière tardi-wurmienne à historique, avec glacier rocheux et vallum.
	Gwa, Glacière wurmienne (dont le stade de retrait du Villaron, GwaV)
	Fy1, Alluvions anciennes wurmiennes (glacio-lacustres à fluvio-glaciaires).
	Gw, Glacière wurmienne indifférenciée, avec vallum

UNITES BRIANCONNAISES INTERNES

	eF, "Schistes de Pralognan" (Eocène)
	c-e, "Marbres chloriteux" et encroûtements minéralisés associés (Crétacé moyen à Eocène inférieur)
	j, Marbres clairs (Dogger supérieur-Malm et Crétacé basal p. p.)
	jBr, Marbres et brèches claires (Dogger supérieur-Malm)
	jmBr, Brèches dolomitiques, marbres et brèches sombres (Dogger supérieur)
	j-c-e, Marbres s.l. (Jurassique et Crétacé à Eocène inférieur, non différenciés)
	I, Calcschistes et marbres sombres à lits siliceux (Lias indifférencié)
	tC6, Dolomies blondes (Norien)
	tS, Schistes et grès (Carnien)
	tC5, Dolomies bréchiques (Carnien probable); tS, Schistes et grès (Carnien)
	tC4, Dolomies grises à myophories et gastéropodes (Ladinien supérieur)
	tC3, "Marbres rubanés, dolomies noires et brèches blanches" ("Aniso-Ladinien")
	tC1-2, Marbres et dolomies, à faciès vermiculés à la base (Anisien)
	tC-D, Marbres et dolomies du Trias moyen à supérieur, non différenciés
	tGS, Métagrès et schistes noirs ("supra-werfénien")
	tQ, Quartzites blancs (Werfénien)
	r-t, Quartzites phylliteux verts et métaconglomérats à quartz rose (Permo-Trias)
	r, Micaschistes albitiques verts (Permien ?)
	rλ, leptynites
	rε, prasinites
	"Anté-Permien"
	ξ, Micaschistes du Massif d'Ambin
	δ, Amphibolites

UNITES PIEMONTAISES s.s.

	csbMC, Marbres gréseux et calcschistes (Crétacé supérieur basal)
	cs, Calcschistes et marbres (Crétacé supérieur basal probable)
	jms, Marbres gris-bleu (Dogger-Malm probable)
	tC-D, Dolomies et marbres du Trias moyen à supérieur non différenciés
	tC3-4, Dolomies et marbres rubanés (Anisien-Ladinien)
	tQ, Quartzites blancs (Trias inférieur)
	oζγ, Orthogneiss ocellés (Massif du Grand Paradis)
	δθg, Métagabbros à grenats (Massif du Grand Paradis, Biino & Pognante, 1989)
	ξ1ζ1(2), Série ancienne (Massif du Grand Paradis)
	S, Cristallin indifférencié (Massif de Dora Maira)

UNITES LIGURO-PIEMONTAISES

	csbM, Marbres phylliteux (Crétacé supérieur basal)
	csbC, Calcschistes et marbres impurs (Crétacé supérieur basal)
	csbS, Schistes noirs et carbonates impurs (Crétacé supérieur basal)
	c, Schistes lustrés indifférenciés (Crétacé). R : Radiolarites
	jM, Marbres à débris d'ophiolites (Jurassique supérieur-Berriasien probable)
	jR, Jaspes (Callovien-Kimméridgien ?)
	β, Métadykes de basalte
	θT, Métagabbros
	AT, Serpentinites

Matériel remanié au sein des séries de Schistes Lustrés des unités piémontaises s.s. et liguro-piémontaises

OLISTOLITES

Λ, de serpentinites	θ, de gabbro
tc, de dolomie	tq, de quartzite

BANCS ISOLES

ε, Prasinites	χ, Quartzites micacés (et gneiss et micaschistes subordonnés)
ζ, Gneiss (et quartzites subordonnés)	ζNa, Gneiss albitiques
	ζε, Gneiss prasinitiques

LARGES AFFLEUREMENTS

	ε, Prasinites (méta-arénites et brèches de basalte ou de gabbro) parfois à éléments de gabbros ou de serpentinites
	χ, Quartzites et gneiss subordonnés (méta-arénites siliceuses et méta-arénites parfois à éléments d'origine mixte, continentale et océanique)
	ζNa, Gneiss albitiques
	ζε, Gneiss prasinitiques

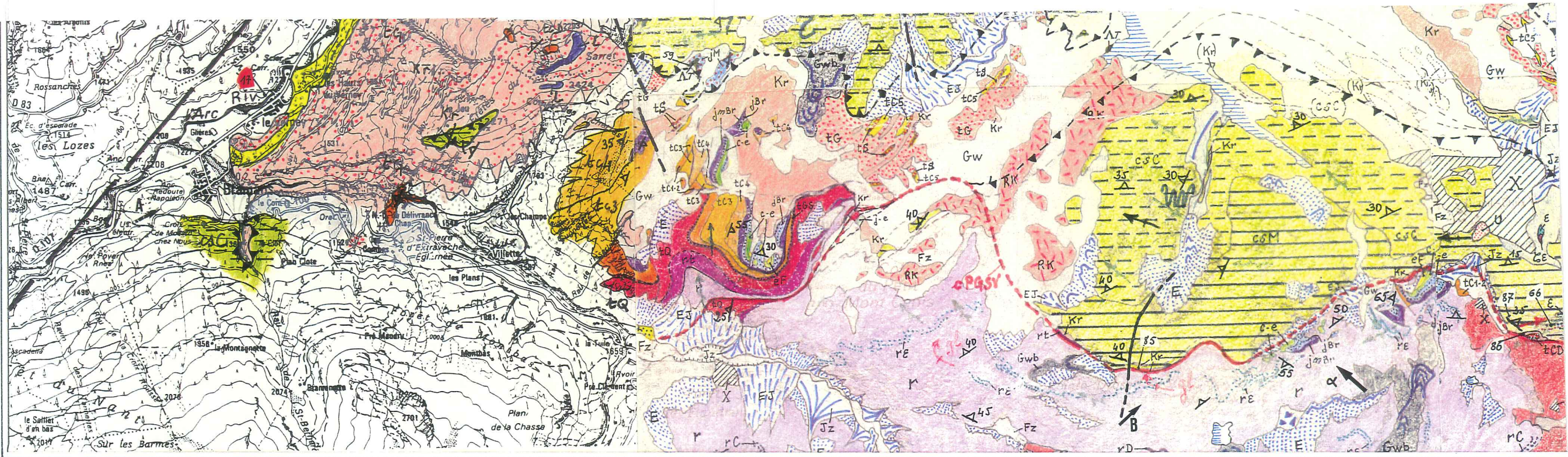
EVAPORITES ET CARGNEULES DES CONTACTS ANORMAUX

	tG, Gypses et anhydrites (Carnien probable)
	Kr, Cargneules

Cette carte géologique est présentée en 5 feuilles (la légende -cette planche-ci-) et 4 autres feuilles qui peuvent, si on le souhaite, être découpées et collées ensemble pour former une planche (carte géologique proprement dite).
Il conviendra donc de découper les feuilles B, C, D, E, ci-après, pour les assembler.

Pl. h-t
1 A
légende

Pl. h-t 1 B	Pl. h-t 1 D
Pl. h-t 1 C	Pl. h-t 1 E



SCHEMA STRUCTURAL DE LA CHAINE FRONTIERE FRANCO-ITALIENNE
ENTRE L'ARC ET LA DOIRE RIPAIRE
Régions de Lanslebourg (France) et de Susa (Italie)

Nomenclature des contacts

- Fracturation tardive principale
- - - Contact supra-unité du Grand Paradis
- - - cPGSV : contact Le Planay-Gran Scala-Venaus
- - - cTVA : contact Tuas Venezia-Avérole
- Contacts anormaux plissés impliquant le Briançonnais
- Contacts anormaux précoces, plissés intra-Schistes lustrés

Unités issues de la paléomarge européenne
Unités briançonnaises internes

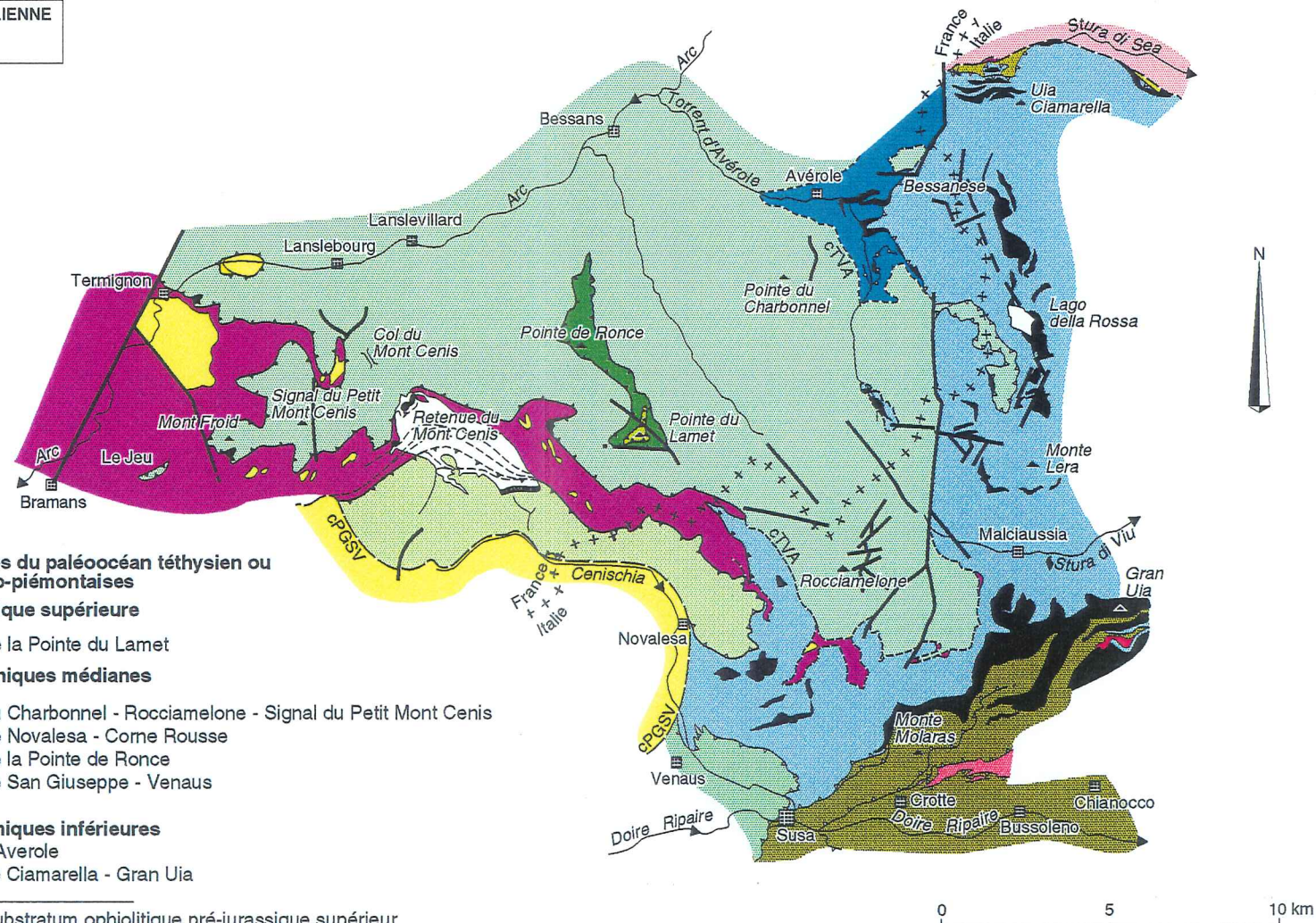
- Unités piémontaises s.s.
- Unités de couverture mésozoïque
- Unité du Gias Nuovo
- Unité du Col de Sea
- Unité de Susa - Chianocco
- Unités à matériel anté-triasique
- Unité du Grand Paradis
- Unité de Maisonneta - Mole
- Ecaille d'Alpi - Colone
- Anhydrite, gypse, dolomies cargneulisées

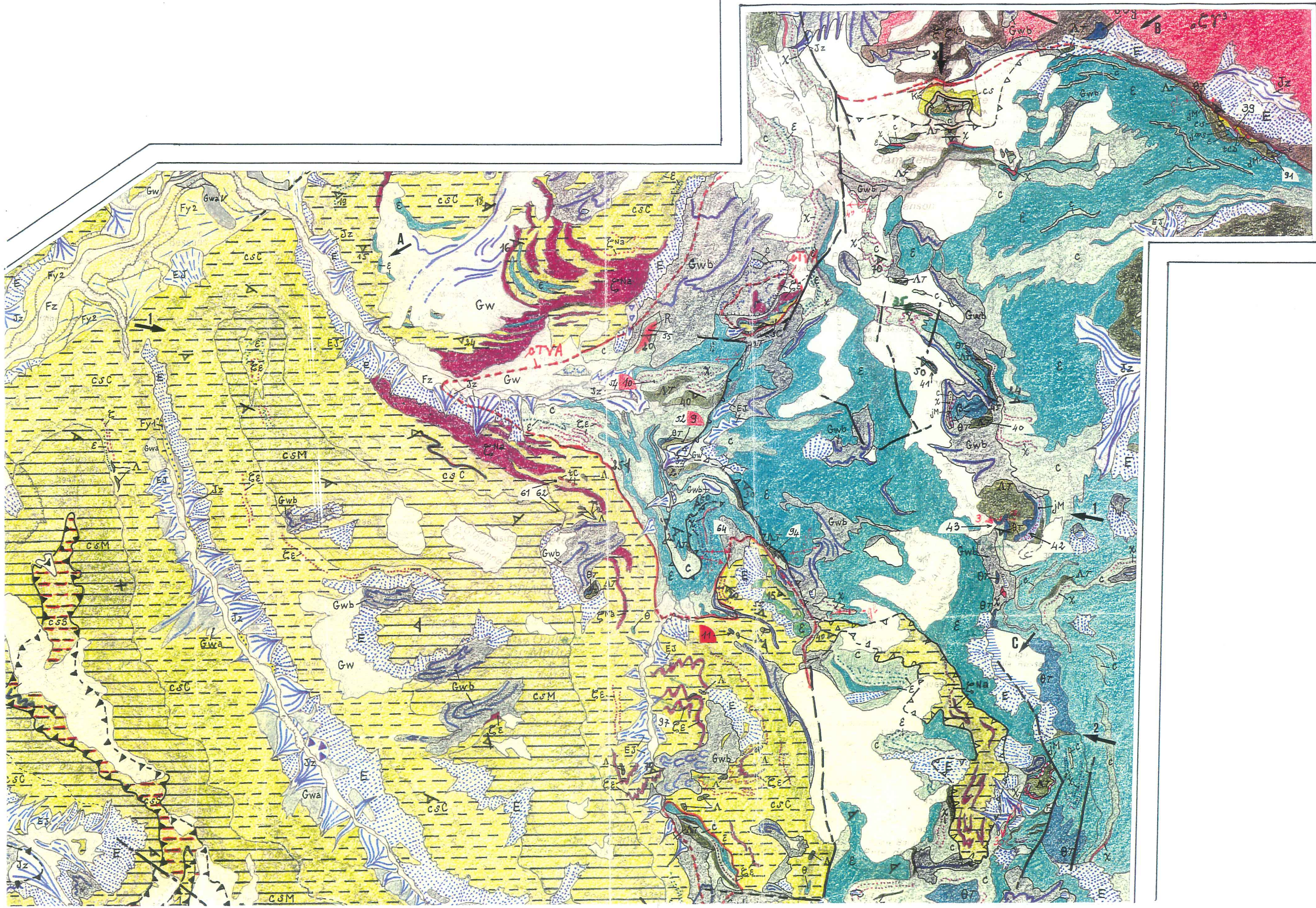
Unités issues du paléocéan téthysien ou Unités liguro-piémontaises
Unité océanique supérieure

- Unité de la Pointe du Lamet
- Unités océaniques médianes**
- Unité du Charbonnel - Roccamelone - Signal du Petit Mont Cenis
- Unité de Novalesa - Come Rousse
- Unité de la Pointe de Ronce
- Unité de San Giuseppe - Venaus

Unités océaniques inférieures

- Unité d'Avérole
- Unité de Ciamarella - Gran Uia
- Paléo substratum ophiolitique pré-jurassique supérieur





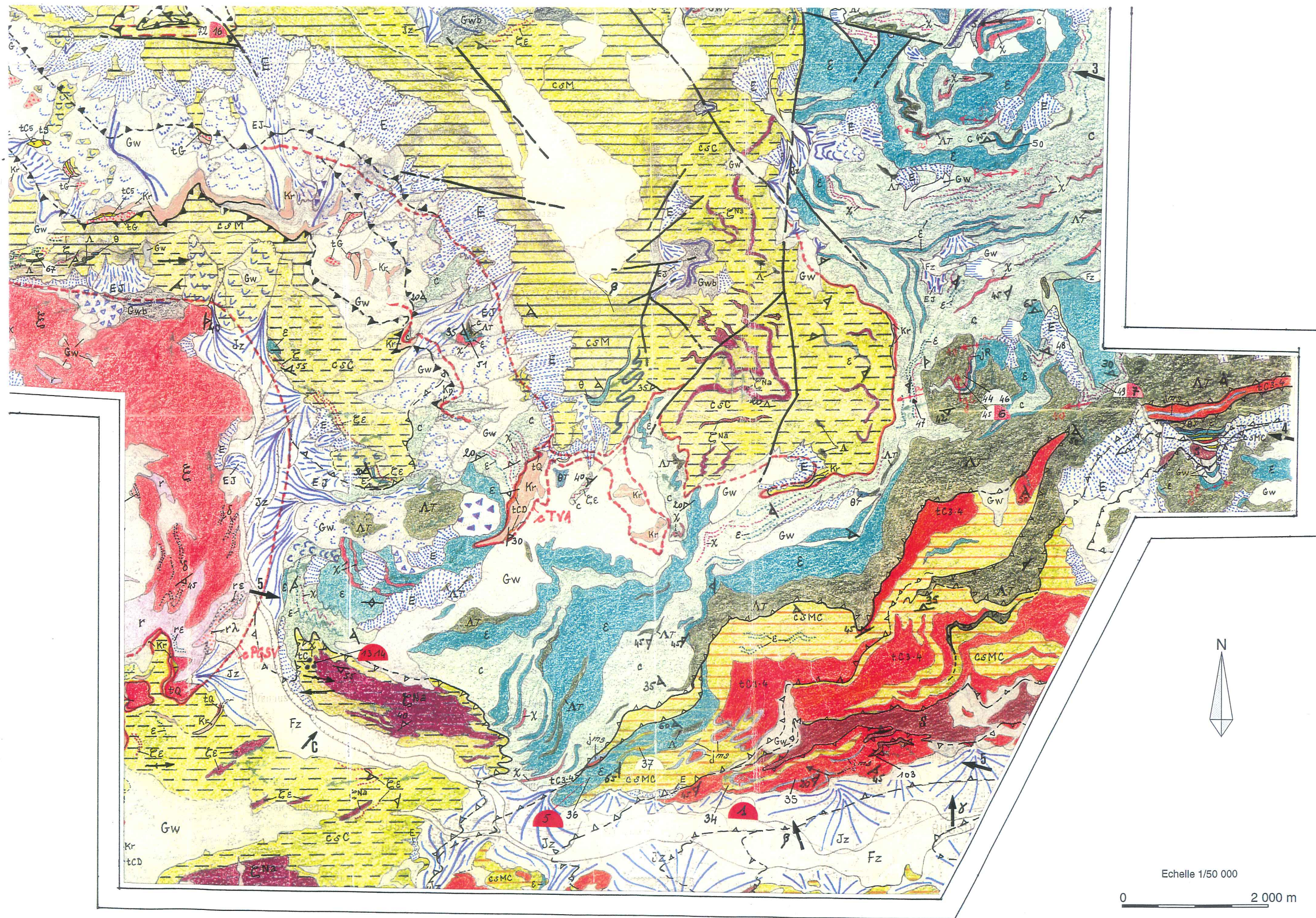


Planche hors-texte 2 a

Coupes géologiques NW - SE (1 à 5) entre Arc et Doire Ripaire

- Quaternaire**
- Unités Briançonnaises internes**
- jc-e** Marbres et brèches (Jurassique et Crétacé à Eocène non différenciés).
- kd** Marbres et dolomites (C₃₋₄: Anisien et Ladinien, C₄: Trias moyen et supérieur non différenciés).
- kg** Métagres et schistes noirs ("Supra-Werfénien").
- ka** Métaconglomérats à quartz rose; quartzites phylliteux verts et quartzites blancs (Permo-Trias et Werfénien).
- r** Micaschistes albitiques verts (Permien).
- g** Micaschistes du Massif d'Ambin ("Anté-Pennin").

- Unités piémontaises s.s.**
- abm** Marbres et calcschistes (Crétacé supérieur).
- fm** Marbres gris-bleu (Dogger-Malm).
- kd** Dolomites et marbres (Trias moyen à supérieur non différenciés).
- g** Série pré-granitique du massif du Grand Paradis.
- s** Cristallin indifférencié du Massif de Dora Maira.

- Unités liguro-piémontaises.**
- abm** Marbres phylliteux (Crétacé supérieur basal).
- abC** Calcschistes et marbres impurs (Crétacé supérieur basal).
- abS** Schistes noirs et carbonates impurs (Crétacé supérieur basal).
- c** Schistes lustrés indifférenciés.

- jm** Marbres à débris d'ophiolites (Jurassique supérieur-Berriasien).
- BT** Métagabbros.
- AT** Serpentinites.

Matériel remanié au sein des séries de Schistes lustrés des unités piémontaises s.s. et liguro-piémontaises.

Olistolites de gabbros (BT), de serpentinites (AT)

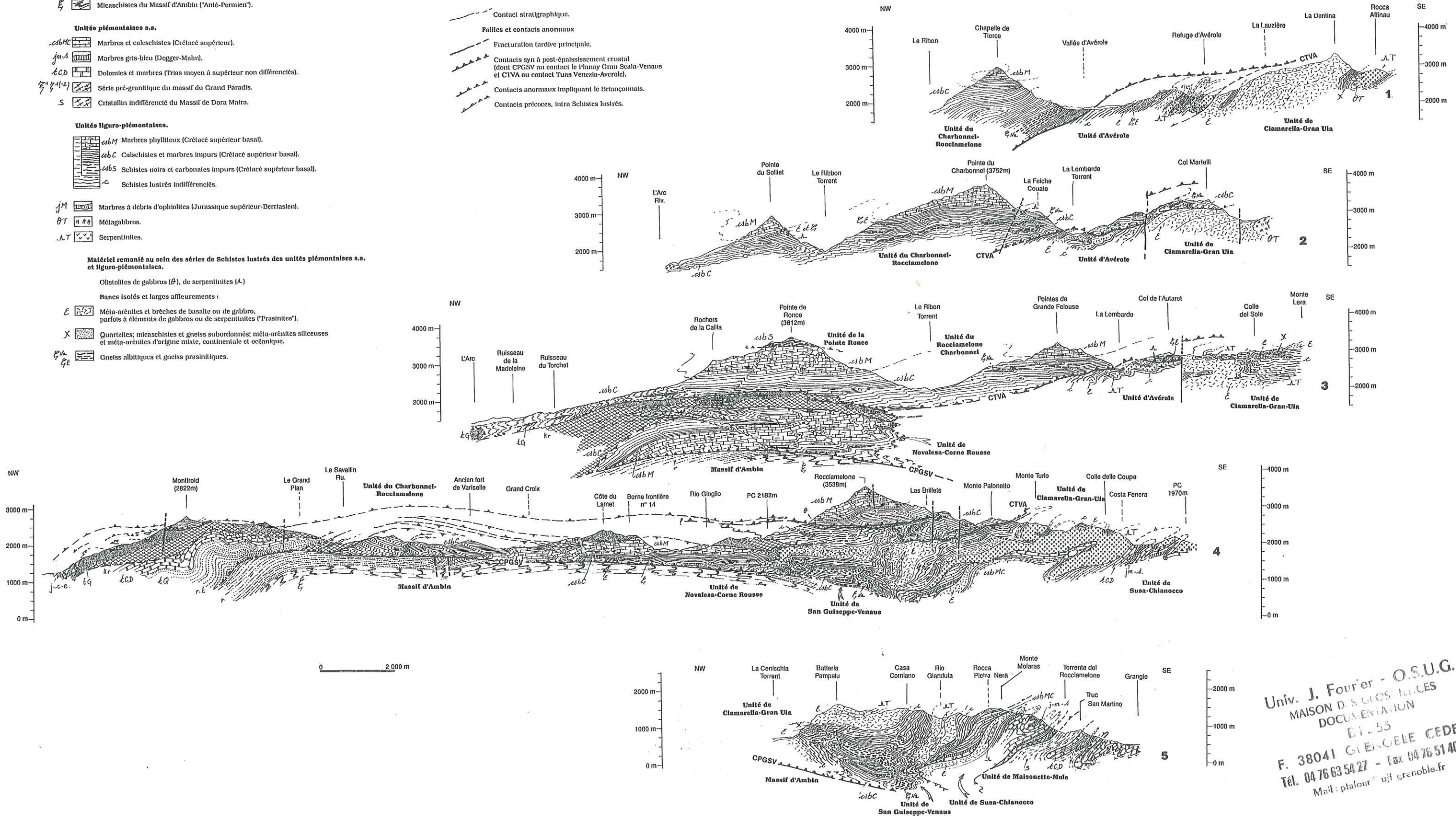
Bancs isolés et larges affleurements :

- E** Méta-arenites et brèches de basalite ou de gabbro, parfois à éléments de gabbros ou de serpentinites ("Prasinities").
- X** Quartzites; micaschistes et gneiss subordonnés; méta-arenites siliceuses et méta-arenites d'origine mixte, continentale et océanique.
- g** Gneiss albitiques et gneiss prasiniques.

- Evaporites et cargneules des contacts anormaux.**
- kg** Gypse et anhydrite (Carmin probable).
- kr** Cargneules.

Symboles structuraux.
En traits continus : limite observée.
En traits discontinus : limite probable ou masquée.

- Contact stratigraphique.
- Failles et contacts anormaux
- Fracturation tardive principale.
- Contacts syn à post-épaulement crustal (dont CPGSV au contact le Planay Gran Scla-Venaus et CTVA ou contact Tuas Venezia-Averole).
- Contacts anormaux impliquant le Briançonnais.
- Contacts précoces, intra Schistes lustrés.



Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GÉOLOGES
DOCUMENTATION
B.L. 53
F. 38041 GLENDELE CEDEX
Tel. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@univ-grenoble.fr

- Quaternaire
- Unités Briançonnaises internes**
- j-c-e Marbres et brèches (Jurassique et Crétacé à Eocène non différenciés).
- l-c-d Marbres et dolomites (C₃, 4: Anisien et Ladinien, l-c-d: Trias moyen et supérieur non différenciés).
- l-g-s Métagres et schistes noirs ("Supra-Werfénien").
- r-t-q Métaconglomérats à quartz rose; quartzites phylliteux verts et quartzites blancs (Permio-Trias et Werfénien).
- r Micaschistes albitiques verts (Permien).
- g Micaschistes du Massif d'Ambin ("Anti-Permien").

- Unités piémontaises s.s.**
- abMc Marbres et calcschistes (Crétacé supérieur).
- jm-s Marbres gris-bleu (Dogger-Malm).
- l-c-d Dolomites et marbres (Trias moyen à supérieur non différenciés).
- g¹ 4 (-2) Série pré-granitique du massif du Grand Paradis.
- s Cristallin indifférencié du Massif de Dora Maira.

- Unités liguro-piémontaises.**
- abM Marbres phylliteux (Crétacé supérieur basal).
- abC Calcschistes et marbres impurs (Crétacé supérieur basal).
- abS Schistes noirs et carbonates impurs (Crétacé supérieur basal).
- c Schistes lustrés indifférenciés.
- jm Marbres à débris d'ophiolites (Jurassique supérieur-Berriastien).
- θT Métagabbros.
- AT Serpentinites.

Matériel remanié au sein des séries de Schistes lustrés des unités piémontaises s.s. et liguro-piémontaises.

Olistolites de gabbros (θ), de serpentinites (A)

Bancs isolés et larges affleurements :

- E Méta-argillites et brèches de basalte ou de gabbro, parfois à éléments de gabbros ou de serpentinites ("Prasinities").
- X Quartzites; micaschistes et gneiss subordonnés; méla-argillites siliceuses et méla-argillites d'origine mixte, continentale et océanique.
- g¹ Gneiss albitiques et gneiss prasiniques.

Evaporites et cargneules des contacts anormaux.

- l-g Gypse et anhydrite (Carnien probable).
- Kr Cargneules.

Symboles structuraux.

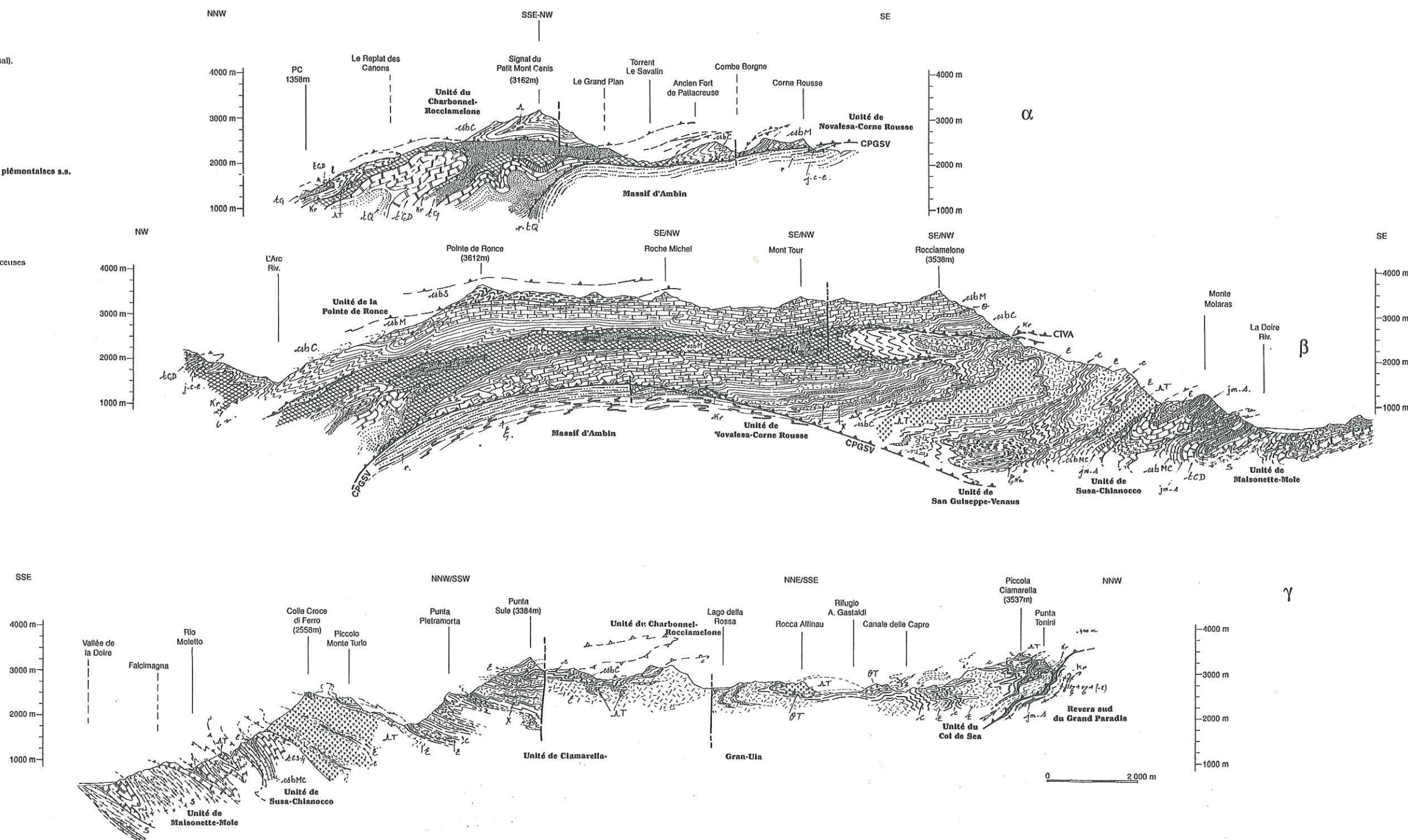
En traits continus : limite observée.
En traits discontinus : limite probable ou masquée.

- Contact stratigraphique.
- - - Failles et contacts anormaux
- - - Fracturation tardive principale.
- - - Contacts syn à post-épaississement crustal (dont CPGSV au contact le Planay Gran Scala-Venaus et CIVA ou contact Tuas Venezia-Averole).
- - - Contacts anormaux impliquant le Briançonnais.
- - - Contacts précoces, intra Schistes lustrés.

Géologie Alpine, 1998, Mémoire H.S. n° 29
Étude géologique de la suture téthysienne dans les Alpes franco-italiennes nord-occidentales
de la Doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg-Saint-Maurice (France)
par Serge FUDRAL

Planche hors-texte 2 b

Coupes géologiques (α, β, γ) entre Arc et Doire Ripaire



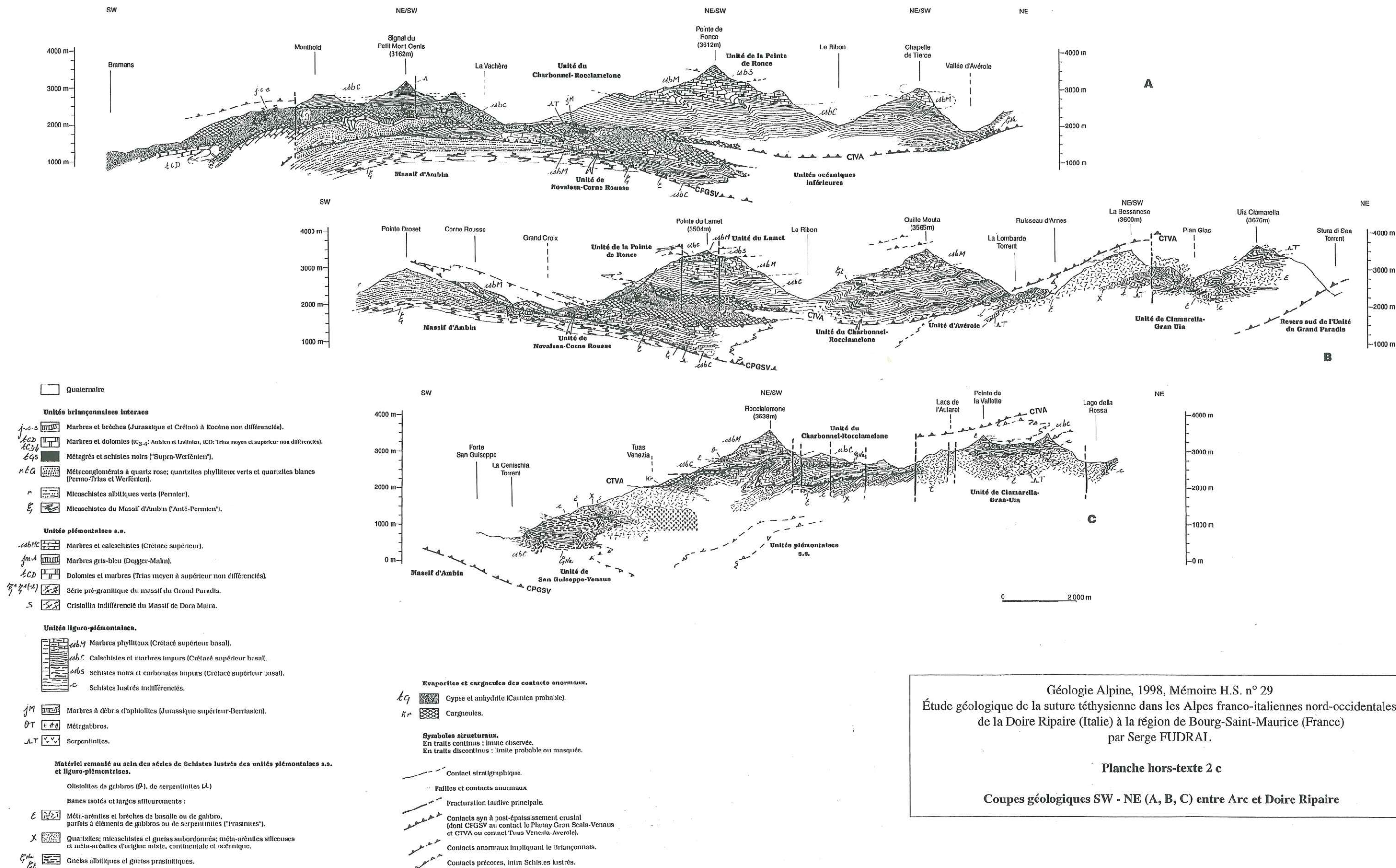
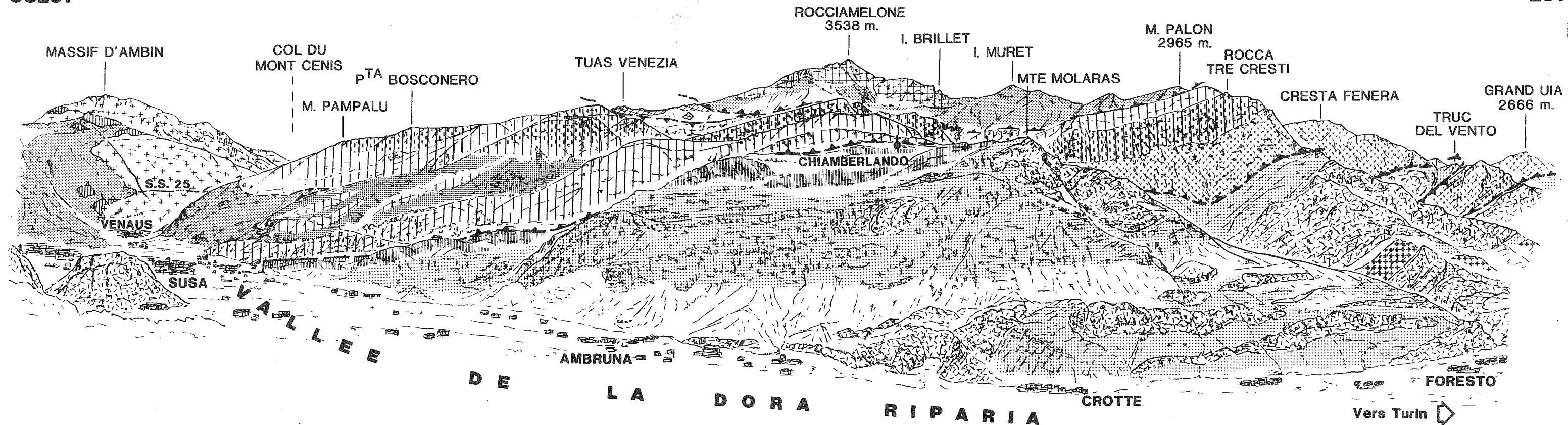


Planche hors-texte 3

Panorama de la rive gauche de la Doire Ripaire, vu des collines de Tanze (rive droite)
Rapports structuraux entre les unités briançonnaises, piémontaises et liguro-piémontaises

OUEST

EST



UNITES BRIANÇONNAISES INTERNES

MASSIF D'AMBIN

AUTRES ELEMENTS
DE SERIES
BRIANÇONNAISES

Couverture secondaire
et tertiaire, générale-
ment décollée

Essentiellement
Trias moyen
carnéolisé

Socle ancien et
Permien

UNITES PIEMONTAISES

MASSIF DE DORA MAIRA

Principales prasinites
Marbres du Malm ? et du
Crétacé supérieur, indifférenciés

Dolomies et calcaires dolomitiques
du Trias moyen

Socle et tégument

UNITES LIGURO-PIEMONTAISES

UNITE INFÉRIEURE

-Calcschistes, méta-arénites basiques, paragneiss
-Marbres, quartzites

-Méta-pillows, méta-brèches de pillows,
"prasinites" rubannées

Péridotites serpentinisées

UNITE MEDIANE

Marbres et calcschistes

-Calcschistes, paragneiss,
méta-arénites basiques

Quaternaire

Failles
normales
décrochantes

Contacts chevauchants

le plus ancien

le plus récent

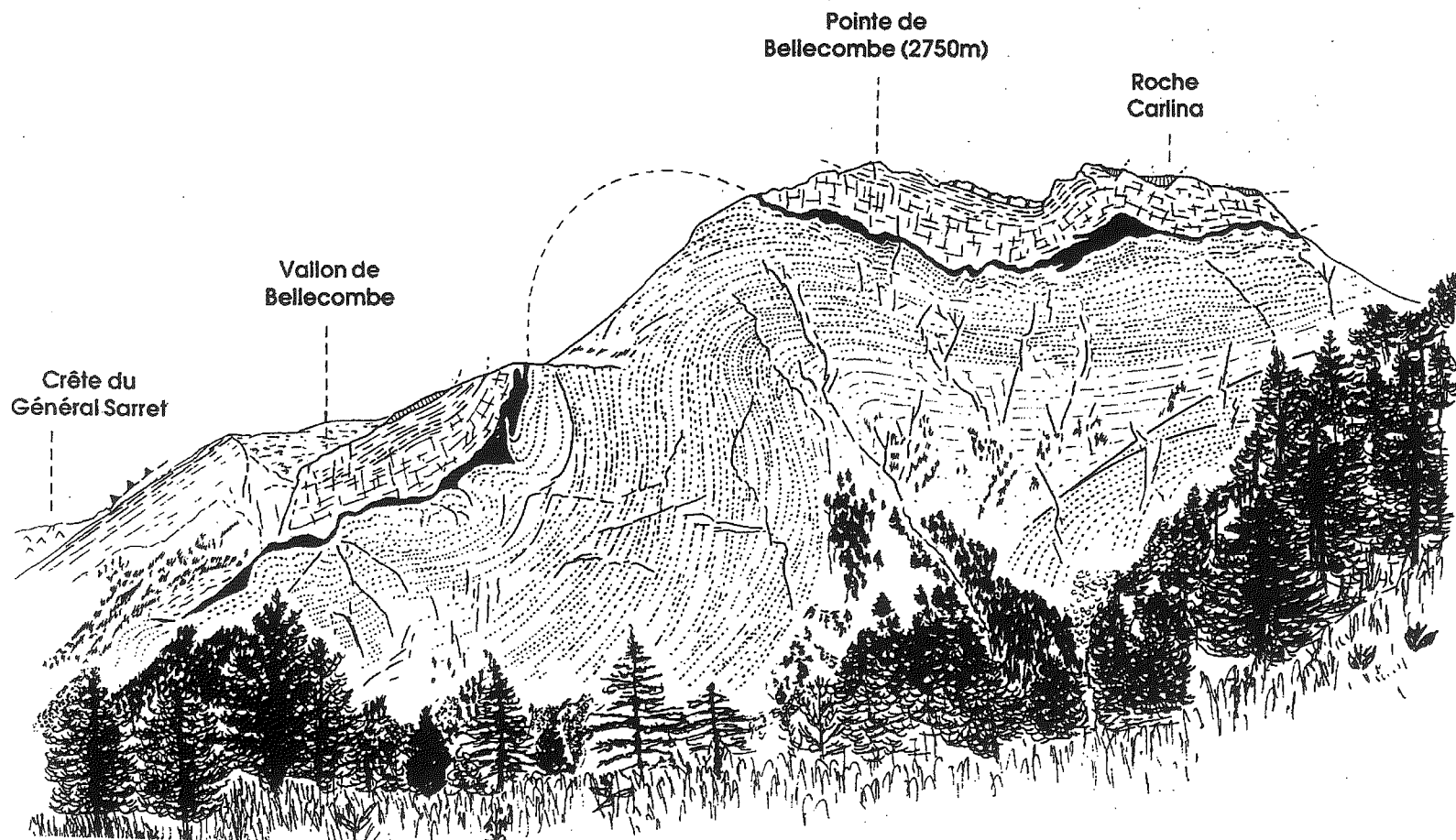
Géologie Alpine, 1998, Mémoire H.S. n° 29
 Étude géologique de la suture téthysienne dans les Alpes franco-italiennes nord-occidentales
 de la Doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg-Saint-Maurice (France)
 par Serge FUDRAL











Planche hors-texte 4

Structure du Massif de Bellecombe (Briançonnais interne), vu du vallon d'Etache

Ouest

Est

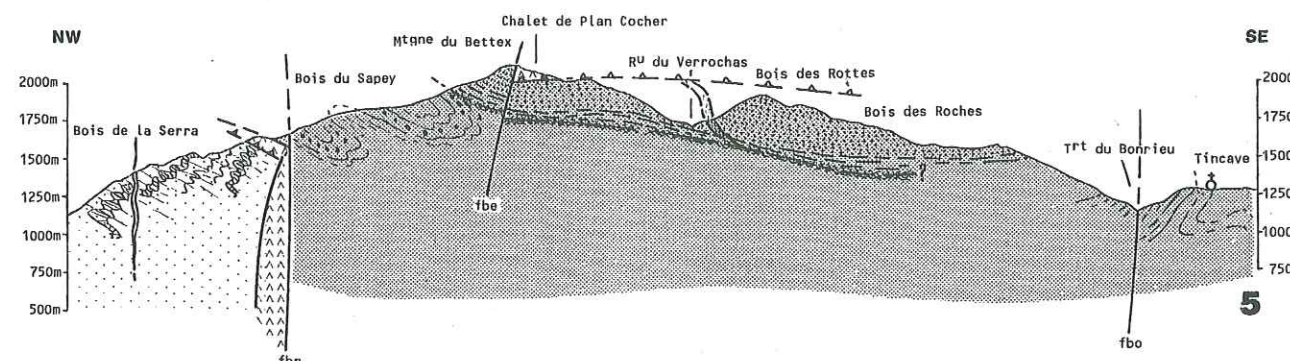
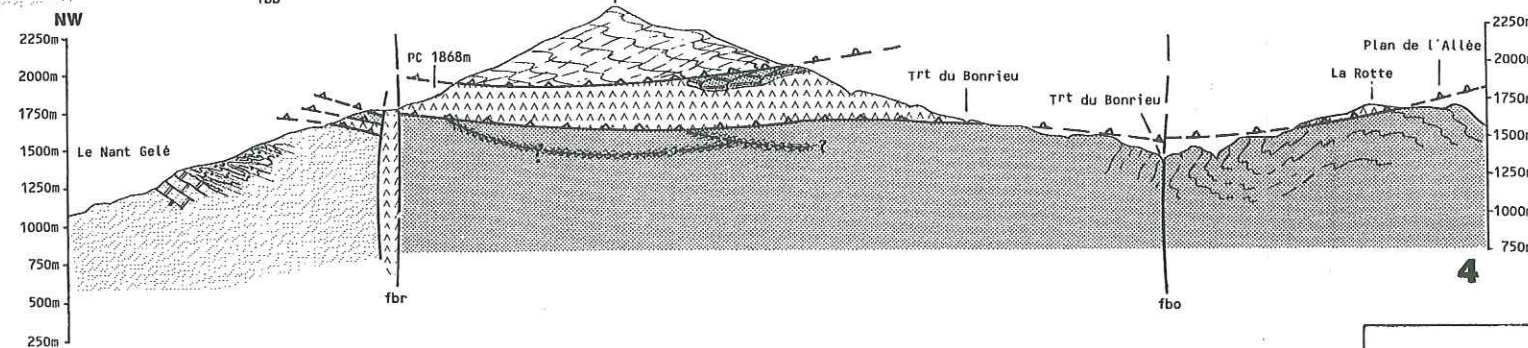
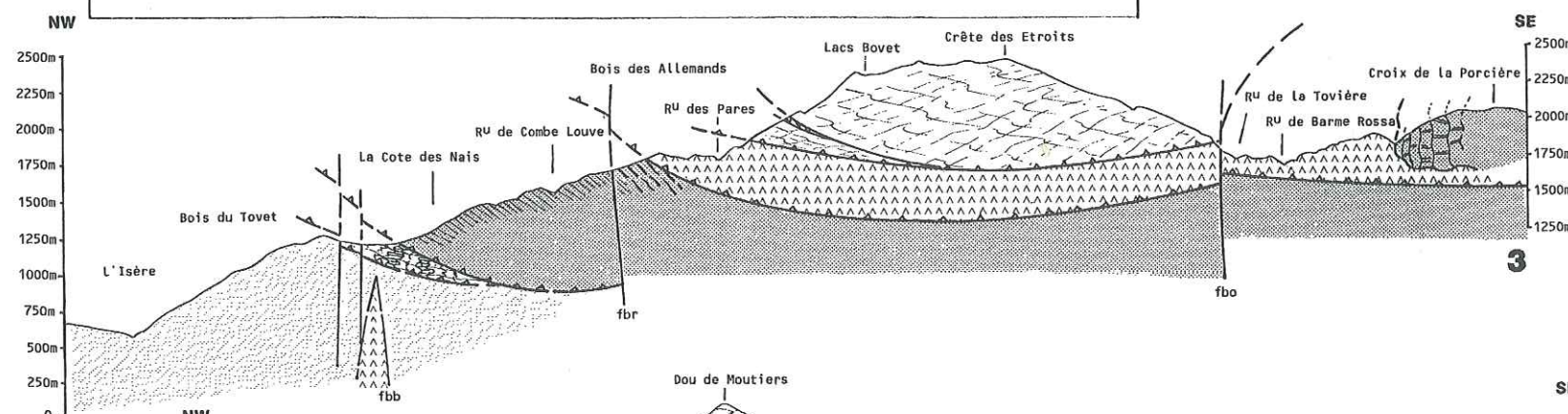
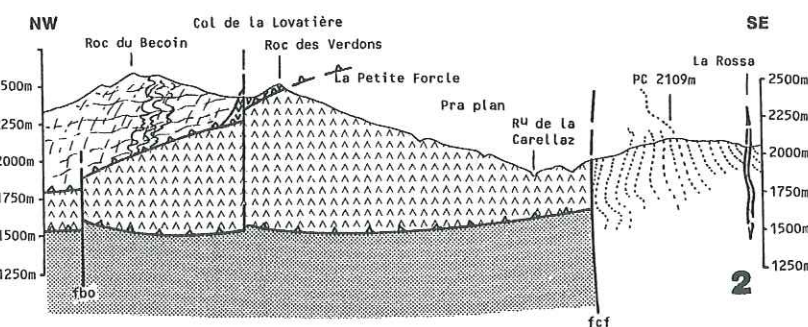
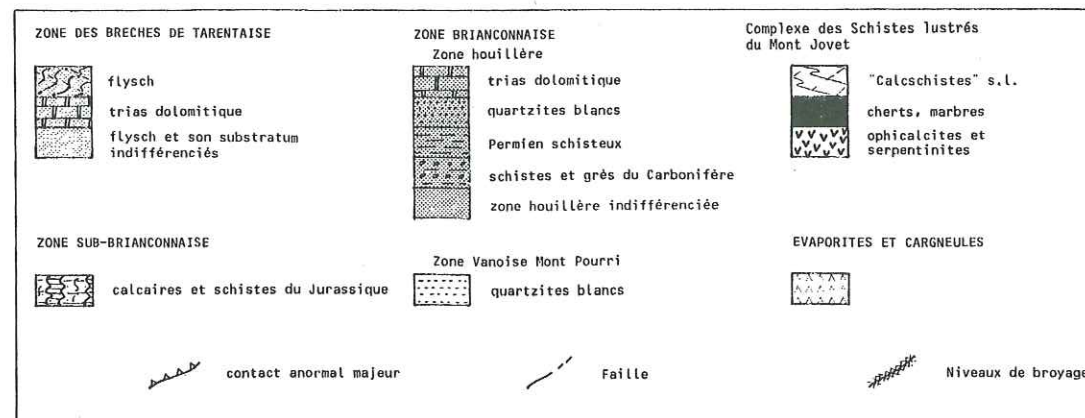
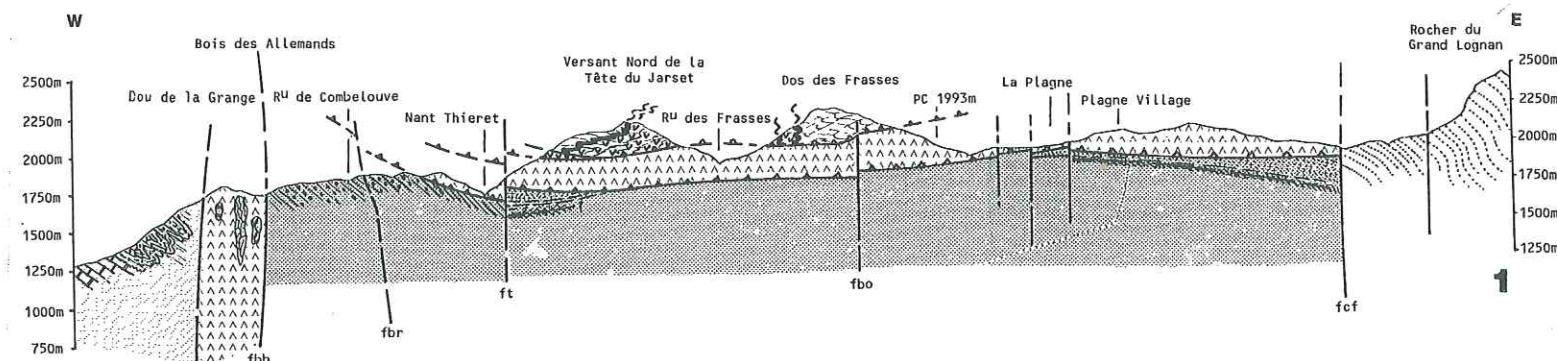


-  Brèches discordantes du Jurassique, Marbre chloriteux du Crétacé moyen à Eocène inférieur
-  Dolomies grises du Ladinien supérieur
-  Marbres rubannés et dolomies noires (Aniso-Ladinien)
-  Marbres et dolomies de l'Anisien
-  Metagrits et schistes noirs du Werfénien terminal
-  Quartzites blancs du Werfénien et Metaconglomérats à galets de quartz rose du Perno-Trias
-  Micaschistes albitiques du Permien ("Groupe d'Ambin")
-  Contact anormal majeur
-  Contact anormal mineur
-  Gypse et Carnian

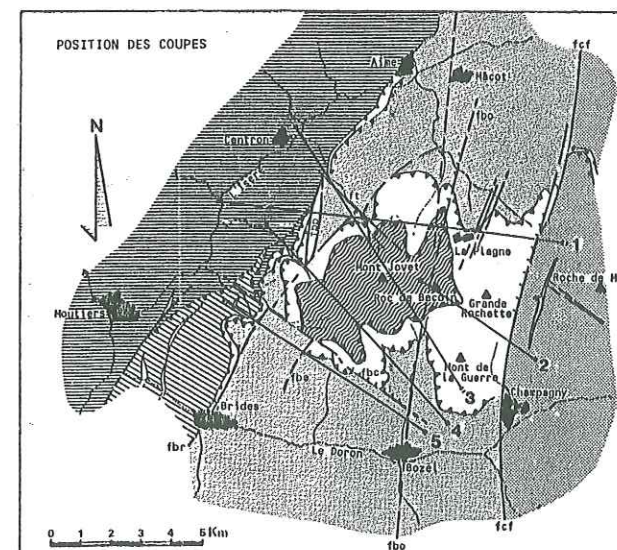
d'après original inédit de J.E. Mestre, 1977
 et travaux de J. Goguel et P. Lafitte, 1952 ;
 M. Gay, 1971 ; E. Jaillard, 1989.

Planche hors-texte 6

Coupes sériées de la klippe du Mont Jovet



NOMENCLATURE DES FAILLES
fbb - faille du Bois banni
fbc - faille du Bois de la Cour
fbd - faille du Bettex
fbo - faille du Bonrieu
fbr - faille de Brides
fcf - faille du col de Forcle
ft - faille du Nant Thieret



0 1 2 km

0 1 2 3 4 5 km